

TRABAJO DE FIN DE GRADO

PCEO Grado en Ciencias Ambientales – Grado en Ciencias del Mar

Estudio de eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro, mediante el uso de datos altimétricos del satélite CryoSat-2



Manuel Ángel Fernández Barba

Tutor: Dr. Jesús Gómez Enri

Puerto Real, 2020

Estudio de eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro, mediante el uso de datos altimétricos del satélite CryoSat-2

Memoria del trabajo de fin de grado realizado y presentado por Manuel Ángel Fernández Barba, para la obtención de los títulos de Grado en Ciencias Ambientales y Grado en Ciencias del Mar por la Universidad de Cádiz.

En Puerto Real, a 10 de septiembre de 2020.

Fdo.:

MANUEL ÁNGEL FERNÁNDEZ BARBA

D. Jesús Gómez Enri, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales de la Universidad de Cádiz, hace constar que el trabajo recogido en la presente memoria ha sido realizado bajo su dirección y, considerando que reúne todos los requisitos legales, autoriza su presentación y defensa para la obtención de los Grados en Ciencias Ambientales y Ciencias del Mar por la Universidad de Cádiz.

En Puerto Real, a 10 de septiembre de 2020.

Fdo.:

Dr. JESÚS GÓMEZ ENRI



Fotografía tomada por Ben Thouard.

“Los océanos son el principal reservorio para el almacenamiento de CO₂,
de calor y de ignorancia”.

Walter Munk

ÍNDICE

Resumen/Abstract

Lista de acrónimos

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Importancia de los satélites artificiales en el estudio oceanográfico.....	1
1.2. Principios de la altimetría satelital.....	1
1.3. CryoSat-2. Altimetría «SAR».....	4
1.4. Hipótesis de partida y objetivos del estudio	7
2. ÁREAS DE ESTUDIO.....	8
2.1. Estuario del río Guadalquivir.....	8
2.2. Estuario del río Ebro	10
3. DATOS Y METODOLOGÍA	13
3.1. Datos de caudales de descargas de los ríos.....	13
3.1.1. Selección de eventos extremos en el estuario del río Guadalquivir	13
3.1.2. Selección de eventos extremos en el estuario del río Ebro.....	14
3.2. Datos altimétricos	14
3.2.1. CryoSat-2 SIRAL sobre la desembocadura del río Guadalquivir	15
3.2.2. CryoSat-2 SIRAL sobre la desembocadura del río Ebro.....	15
3.2.3. Órbitas Absolutas y Relativas.....	15
3.2.4. Topografía Dinámica Absoluta	17
3.2.5. Interpolación de correcciones	20
3.2.6. Acotación de trazas de CryoSat-2	20
3.2.7. Suavizado de los valores de ADT	22
3.3. Imágenes ópticas RGB MODIS.....	23
3.4. Datos de SST	24
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	25
4.1. Comparación cualitativa de los datos de ADT con imágenes de SST	25

4.2. Eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro y zonas costeras adyacentes	28
4.2.1. Fuertes descargas del río Guadalquivir	28
4.2.2. Fuertes descargas del río Ebro.....	33
4.3. Observaciones de las órbitas #1384 y #0732.....	38
5. CONCLUSIONES.....	41
6. REFERENCIAS	43
7. ANEXOS.....	50

Resumen

Las observaciones satelitales son una componente fundamental de la Oceanografía. Desde hace más de un cuarto de siglo, la altimetría radar ha sido muy utilizada para la observación de la topografía del océano y el estudio de la circulación oceánica superficial a gran escala. Sin embargo, las zonas costeras han sido prácticamente inexploradas por esta técnica debido a las dificultades específicas que ha generado la proximidad a costa, como la degradación de la señal altimétrica debido a reflexiones terrestres. El lanzamiento del satélite CryoSat-2 de la Agencia Espacial Europea (ESA), en 2010, marcó un punto de inflexión en la altimetría satelital. Llevando a bordo un altímetro radar interferométrico de apertura sintética (SIRAL), se convirtió en el primer satélite con capacidad para la altimetría SAR, técnica basada en el efecto Doppler que proporciona una mejor resolución a lo largo de la traza, permitiendo así el estudio de zonas costeras. Gracias a ello, en el presente trabajo se han analizado fuertes descargas eventuales en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro utilizando datos altimétricos del altímetro SIRAL en modo SAR del satélite CryoSat-2 sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura de ambos ríos. Para esto, se ha estudiado la variabilidad en la señal dinámica del nivel del mar respecto al geoide (Topografía Dinámica Absoluta, ADT) inducida por los eventos de fuertes descargas. El periodo de estudio ha abarcado 10 años (enero de 2010 hasta diciembre de 2019); no obstante, debido al largo ciclo orbital de CryoSat-2 (369 días), solo algunas pasadas han coincidido con eventos de grandes descargas. Se ha calculado la variable derivada ADT a 20-Hz (medidas a lo largo de la traza separadas unos 350 metros) para las trazas óptimas en ambas áreas de estudio. De la misma forma, se ha obtenido la ADT para las mismas trazas en años anteriores y posteriores en el periodo de estudio, en función del ciclo orbital de CryoSat-2. Tras la comparación de eventos extremos para los ríos Guadalquivir (Caudal de descarga $-Q_d > 400 \text{ m}^3/\text{s}$) y Ebro ($Q_d > 850 \text{ m}^3/\text{s}$) con condiciones normales de descargas en ambos estuarios, se ha obtenido, en general, una mayor elevación del nivel del mar en ambas zonas costeras adyacentes para los días de fuertes descargas. Sin embargo, esta relación puede verse afectada por procesos oceanográficos y atmosféricos de mayores magnitudes afectando sobre el nivel del mar costero, como ocurre para las órbitas relativas #1384 y #0732. La coherencia de los valores de ADT calculados, incluso en circunstancias desfavorables, ha permitido resaltar la calidad de la altimetría SAR costera.

Palabras Clave: CryoSat-2; Altimetría SAR; Topografía dinámica absoluta; Descargas de ríos

Abstract

Satellite observations are a fundamental component of Oceanography. Radar altimetry has been widely used for the observation of ocean topography and the investigation of large-scale ocean circulation at the surface for more than a quarter century. However, coastal areas have been poorly explored by this technique due to specific difficulties that the proximity to the coast has generated, such as the degradation of the altimetric signal due to land reflections. The launch of the European Space Agency (ESA) satellite CryoSat-2 in 2010 marked an inflection point in satellite altimetry. Since it has the Synthetic Aperture Radar Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) mounted on board, it became the first spaceborne instrument with SAR altimetry capability, which is a Doppler effect-based technique that provides a better along-track resolution, thus enabling the study of coastal zones. Therefore, the present study has analysed eventual but heavy Guadalquivir and Ebro River discharges by using altimetric data taken over the respective adjacent continental shelves of both estuary mouths by CryoSat-2 satellite's SIRAL altimeter in SAR mode. For this, the heavy river discharges-induced variability of sea level dynamic signal with respect to the geoid, i.e. Absolute Dynamic Topography (ADT), has been analysed. Although the study time period has covered 10 years (January 2010 to December 2019), only few CryoSat-2 overpasses have coincided with high-runoff events due to the long repeat cycle of this satellite (369 days). High rate 20-Hz satellite-derived ADT (measurements along the track spaced about 350 m) has been calculated along those optimum satellite tracks surrounding both study areas. ADT has been also obtained along these tracks repeated over the CryoSat-2 orbit cycle during the previous and subsequent years in analysed time period. After the comparison of extreme events in Guadalquivir River ($Q_d > 400 \text{ m}^3/\text{s}$) and in Ebro River ($Q_d > 850 \text{ m}^3/\text{s}$) estuary mouths with normal discharge rate conditions, a higher sea level elevation in both adjacent coastal zones has been observed, in general, in tracks corresponding to the only dates with heavy river discharges. Nevertheless, this relationship may be affected by oceanographic and atmospheric forcing of greater magnitudes which induce coastal sea level variations, as is observed in CryoSat-2 relative orbits #1384 and #0732. The consistency of the calculated ADT values, even in unfavourable circumstances, has highlighted the quality of the coastal SAR altimetry.

Keywords: *CryoSat-2; SAR altimetry; Absolute dynamic topography; River Discharges*

Agradecimientos

Con este Trabajo de Fin de Grado se cierra una maravillosa etapa en mi vida. Han sido seis fantásticas, enriquecedoras y exponenciales “vueltas al Sol” que, sin duda alguna, me han hecho crecer como persona. Y es que cuando tienes la suerte de tener personas a tu lado que te apoyan en todo, confían en ti y, lo más importante, te corrigen y aconsejan cuando te equivocas, es todo mucho más fácil.

Es por ello que, en primer lugar, quiero mostrar mi agradecimiento al tutor de este trabajo, al profesor Dr. Jesús Gómez Enri, Profesor Titular del Departamento de Física Aplicada de la Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales de la Universidad de Cádiz. Gracias por la paciencia, los conocimientos transmitidos y la confianza depositada en mí durante los dos años que he colaborado en el Departamento de Física Aplicada. En especial, durante este último año tan atípico y complicado, en el que has estado siempre presente, incluso en la distancia. Gracias de corazón.

También me gustaría agradecer al profesor Dr. Alfredo Izquierdo González y a Roberto Mulero Martínez, pilares fundamentales en la realización de este trabajo. Gracias, además, a todos los “circenses” del Departamento de Física Aplicada, por las buenas y enriquecedoras charlas “CIRCO”.

Agradecer a todos mis compañeros y compañeras que me han apoyado durante estos seis años y me seguirán aguantando, espero, muchos años más; a “Rosario 14”, por hacer que Cádiz sea más bonita aún si cabe y, como no, a mis grandes amigos de “La Jalia”, gracias por estar siempre a mi lado.

A mis hermanos Celestino y Rocío, quiero agradecerles el interés y los ánimos que me han brindado siempre, así como la paciencia que han tenido cuando les comentaba mis avances. Muchísimas gracias a vosotros, abuelitos, Emilio y Constanca, por las horas compartidas durante la redacción de esta memoria, en las que habéis sacado fuerzas de donde no las había y siempre dándome ánimos incluso cuando más lo necesitabais vosotros. Os quiero.

Por último y, lo más importante, quiero agradecer a mis padres, Celestino y Rosario, por el esfuerzo realizado durante estos seis años, por el apoyo incondicional en todas las decisiones que he tomado a lo largo de mi vida, por aconsejarme y ponérmelo todo mucho más fácil. Mis méritos son y siempre serán vuestros. ¡Qué afortunado soy de teneros! Os quiero.

El autor del presente trabajo agradece a las Confederaciones Hidrográficas del Guadalquivir y Ebro la cesión de los datos de caudales diarios de los ríos a sus pasos por las estaciones de aforo de Alcalá del Río y Tortosa, respectivamente; así como datos de precipitaciones para los mismos días. Se agradece a Puertos del Estado la cesión de datos históricos de dirección del viento en las áreas de estudio. De la misma forma, se agradece a la Agencia Espacial Europea por el uso de los datos altimétricos procedentes del sensor SIRAL a bordo de CryoSat-2 y al Programa de Observación de la Tierra “COPERNICUS” por los datos suministrados de temperatura superficial del mar a partir de la plataforma “Copernicus Marine Environment Monitoring Service”.

Lista de acrónimos

Los acrónimos son tomados por sus siglas en inglés:

ADT:	Absolute Dynamic Topography (Topografía Dinámica Absoluta)
DAC:	Dynamic Atmospheric Correction (Corrección Dinámica Atmosférica)
DORIS:	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (Orbitografía Doppler y Radioposicionamiento Integrado mediante Satélite)
ECMWF:	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio)
EGM2008:	Earth Gravitational Model 2008 (Modelo Gravitacional de la Tierra - Geoide- de 2008)
EIGEN-6C4:	European Improved Gravity model of the Earth by New techniques (Modelo europeo mejorado de campo gravitatorio terrestre)
ESA:	European Space Agency (Agencia Espacial Europea)
FBR:	Full Bit Rate (Emisión de ecos individuales no calibrados a una frecuencia de repetición de pulso completa)
GIM:	Global Ionospheric Maps (Mapas Ionosféricos Globales)
GOCE:	Gravity field and Ocean Circulation Explorer (Datos de campo gravitatorio y circulación oceánica)
GPOD:	Grid-Processing On Demand (Procesamiento en grillado bajo demanda)
GPS:	Global Positioning System (Sistema de Posicionamiento Global)
GPT:	Geocentric Polar Tide (Marea Geocéntrica Polar)
L1a/L1b:	Level 1a, Level 1b (Niveles de procesamiento 1a y 1b)
L2/L3/L4:	Level 2, Level 3, Level 4 (Niveles de procesamiento 2, 3 y 4)
LOESS:	LOcally Estimated Scatterplot Smoothing (filtro de regresión polinómica local)

LRM:	Low Resolution Mode (Modo de Baja Resolución)
MODIS:	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (Espectrorradiómetro de Imágenes de Media Resolución)
NASA:	National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio)
OET:	Ocean Equilibrium Tide (Marea Oceánica de Equilibrio)
OI:	Optimal Interpolation (Interpolación Óptima)
OLPT:	Ocean Long Period Tide (Marea Oceánica de Largo Periodo)
OLT:	Ocean Loading Tide (Carga de Marea Oceánica)
PRF:	Pulse Repetition Frequency (Frecuencia de Repetición del Pulso)
S/N:	Signal-to-Noise ratio (Relación Señal/Ruido)
SAMOSA+:	SAR Altimetry MOde Studies and Applications (Modelo físico de procesamiento de ecos de altimetría SAR)
SAR:	Synthetic Aperture Radar (Radar de Apertura Sintética)
SARin:	Synthetic Aperture Radar Interferometric (Radar interferométrico de Apertura Sintética)
SARvatore:	SAR Versatile Altimetric Toolkit for Ocean Research & Exploitation (Herramientas altimétricas SAR versátiles para la investigación y la explotación del océano)
SET:	Solid Earth Tide (Marea Terrestre)
SWH:	Significant Wave Height (Altura de Ola Significante)
SIRAL:	SAR/Interferometric Radar Altimeter (Altímetro Radar Interferométrico de Apertura Sintética)
SLA:	Sea Level Anomaly (Anomalía del Nivel del Mar)
SSB:	Sea State Bias (Sesgo del Estado del Mar)
SST:	Sea Surface Temperature (Temperatura de la Superficie del Mar)

VIIRS: Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (Radiómetro de Imágenes Infrarrojas-Visibles)

WGS84: World Geodetic System 1984 (Sistema Geodésico Global de 1984)

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Importancia de los satélites artificiales en el estudio oceanográfico.

Los satélites artificiales -de ahora en adelante, satélites-, a pesar de estar muy alejados de la superficie terrestre y oceánica -desde 200 Km, los de órbita terrestre baja, hasta más de 35.000 Km, aquellos de órbita geoestacionaria-, permiten un estudio muy cercano y completo del océano. Debido al importante papel que ejerce éste sobre la regulación del clima del planeta, los datos meteorológicos representan quizás la aplicación más conocida de la tecnología satelital (NOAA, 2017). Pero existen otras muchas aplicaciones desarrolladas a partir de herramientas a bordo de satélites que ayudan a la comprensión de los procesos que ocurren en los océanos y, por tanto, contribuyen directamente a la mejora del estudio oceanográfico. Bouali e Ignatov (2014) exponen la importancia del uso de radiómetros de imágenes infrarrojas-visibles -VIIRS- para el estudio de patrones de circulación oceánica, a diferentes escalas espaciales, a través del conocimiento de la temperatura de la superficie del mar. Los satélites también informan sobre el color del océano. Sensores ópticos como MODIS (ver sección 3.3 para más detalles) a bordo de los satélites Aqua y Terra de la NASA miden la radiación electromagnética que reflejan las superficies -masas de agua- y la dispersada por las partículas presentes en la columna de agua -capa fótica-, proporcionando datos del color del océano que ayudan a determinar el impacto de inundaciones costeras, localizar «blooms» de algas nocivas o detectar plumas de descargas de ríos. Además, permiten predicciones futuras de estos procesos (Esaias et al., 1998). Otro ejemplo de la aplicación de la tecnología satelital para el estudio del océano es la altimetría satelital (sección 1.2). Esta técnica ha sido en las últimas décadas -y sigue siendo en la actualidad- una componente fundamental para el entendimiento de mecanismos climáticos, el monitoreo de mareas, el estudio de la geología del fondo marino y para investigar las interacciones entre el océano y la atmósfera (Guijarro et al., 2003). Además, permite el estudio de uno de los mayores impactos potenciales del cambio climático, esto es, la subida del nivel del mar.

1.2. Principios de la altimetría satelital

Se define «altimetría» como el conjunto de métodos y procedimientos que permite determinar y representar la altura o «cota» de cada punto de una superficie respecto a un plano de referencia (Rosmorduc et al., 2006). Por tanto, la altimetría satelital -o altimetría radar por satélite- es una técnica a partir de la cual se mide la altura de una superficie

determinada mediante la emisión intermitente de pulsos de radar, cuyos ecos regresan reflejados desde la superficie. Para ello, los altímetros de radar miden el tiempo que tarda un pulso de radar en llegar, desde el centro de masa del instrumento, a la superficie y regresar. Esta distancia, que se denomina «alcance altimétrico», presenta dos límites. En la parte superior, la posición del satélite se conoce con precisión a través de la determinación de la «órbita satelital» con respecto a una referencia terrestre, generalmente el elipsoide terrestre WGS84. Esto es posible gracias a la acción de dispositivos de navegación a bordo, como una antena DORIS, un receptor GPS; o ambos. En el límite inferior, la elevación absoluta de la superficie -ya sea mar, tierra, río o manto de hielo- se obtiene de la diferencia entre la altitud de la órbita y el alcance; y añadiendo correcciones para los efectos de propagación de la señal a través de la atmósfera y de reflexiones en la superficie (estos conceptos se explican detalladamente en el punto 3.2.4). La magnitud y forma de los ecos de radar -llamadas comúnmente «formas de onda»- contienen la información adicional sobre las características de la superficie reflejada (Vignudelli et al., 2011).

Los radares altimétricos son, por tanto, sensores activos de frecuencia mono/dual (Raney, 1998) que trabajan en el ancho de banda de las microondas -principalmente en las bandas Ka, Ku y S (Gómez-Enri et al., 2012)-. Esto les permite operar casi bajo cualquier condición climática y a cualquier hora del día, debido a que a esta longitud de onda -desde 11 mm a 15 cm- la energía electromagnética puede penetrar a través de nubes, polvo o lluvia y es menos susceptible -aunque afecta sobre la velocidad de los pulsos- a la dispersión atmosférica, proceso que afecta en mayor medida a sensores ópticos (Acevo, 2011). Por definición, un altímetro de radar convencional tiene en cuenta la reflexión del haz emitido -o al menos el de retorno- en su conjunto conforme el satélite avanza. La zona sobre la que refleja la onda de radar antes de volver al altímetro (Figura 1.1) se denomina «huella» (AVISO, 2017). La longitud del pulso determina el diámetro de esta huella, asociado a una superficie casi-plana. Pero la superficie reflectante rara vez es plana. Esto, combinado con los factores -principalmente atmosféricos- que influyen en la velocidad de la onda, hace que el eco de vuelta presente una leve demora -picosegundos- Así, un radar altimétrico típico puede alcanzar una precisión de 2-3 cm para medidas a 1 Hz -1 medida cada 7 Km aproximadamente- (Bonnefond et al., 2011).

A pesar de que la altimetría radar es una poderosa fuente de datos precisos del nivel del mar en océano abierto (Fu y Cazenave, 2001), las medidas altimétricas de radares

convencionales cerca de costa pueden presentar complicaciones. Cerca de costa, la huella del radar puede verse contaminada por reflexiones terrestres o de aguas en calma, dificultando así el procesamiento de señales de retorno radar que interaccionan con la superficie oceánica -conocido como *retracking*-; y, por consiguiente, la caracterización de correcciones geofísicas y la estimación del rango satelital (Gómez-Enri et al., 2015).

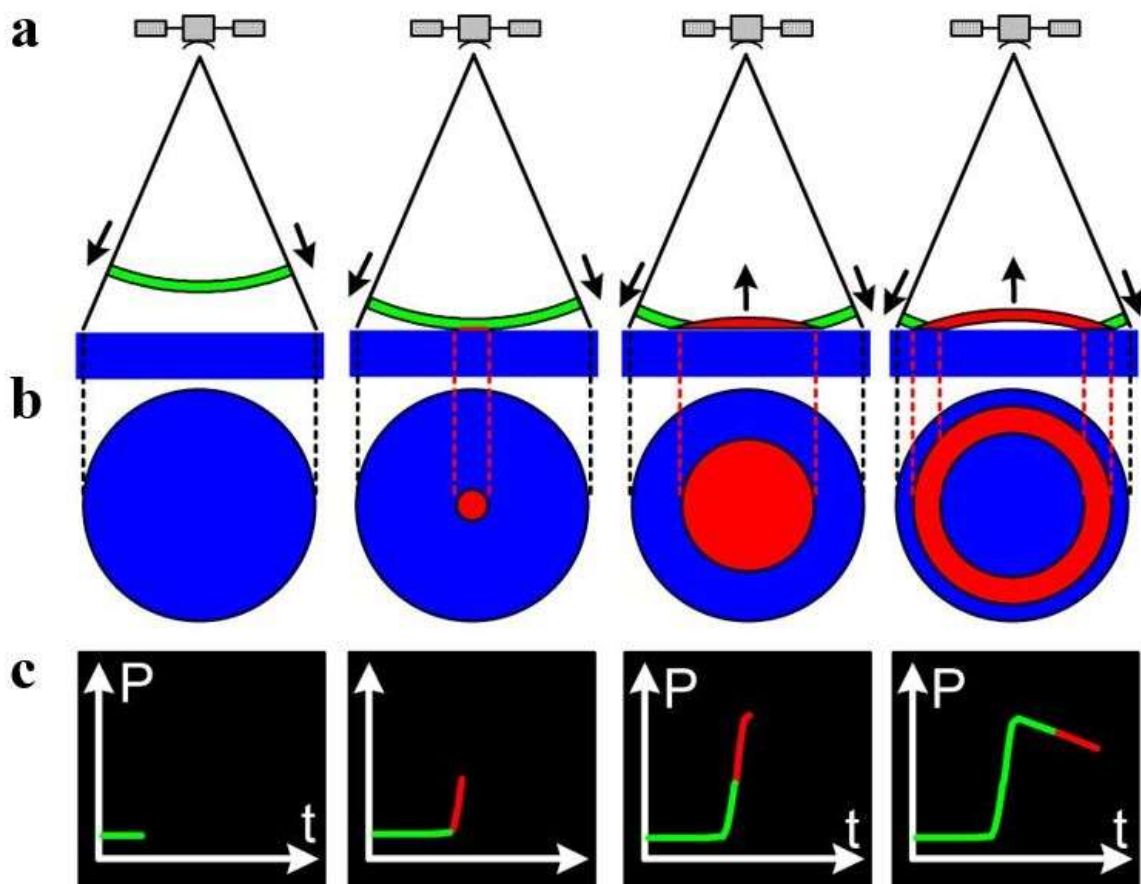


Figura 1.1. Eco de altimetría convencional sobre un océano de superficie plana. En la parte superior (a) se representa esquemáticamente la onda emitida por el satélite (en verde) y la onda reflejada (en rojo). En la parte central (b), la huella del radar sobre la superficie. Abajo (c), el eco o forma de onda recibido por el altímetro, correspondiendo la parte roja de la curva a lo representado en (b). Modificado de AVISO (2017).

Con el objetivo principal de mejorar la eficiencia y efectividad de los productos altimétricos, surge la altimetría «SAR», también conocida como altimetría con efecto Doppler, ya que se basa en este fenómeno físico. Este objetivo se traduce en ofrecer una mayor resolución espacial en la dirección en la que avanza el satélite y compensar, en la medida de lo posible, los errores sistemáticos en el retraso de los ecos (Raney, 1998).

1.3. CryoSat-2. Altimetría «SAR»

CryoSat es una misión de altimetría radar para la exploración de la Tierra diseñada por la ESA, dentro del Programa *Living Planet*, con el principal objetivo de medir la tasa de disminución del hielo ártico debido al cambio climático. El satélite CryoSat-2 (ver Figura 1.2), lanzado en abril de 2010, reemplaza al original -CryoSat- perdido debido a un fallo en el lanzamiento en octubre de 2005. En órbita terrestre baja -Low Earth Orbit, LEO- no heliosíncrona, con una altitud de ~717 Km y una inclinación respecto al plano ecuatorial de 92°; este satélite obtiene información de una misma superficie -es decir, completa su ciclo orbital- cada 369 días, presentando subciclos de aproximadamente 30 días- (ESRIN-ESA, 2012).

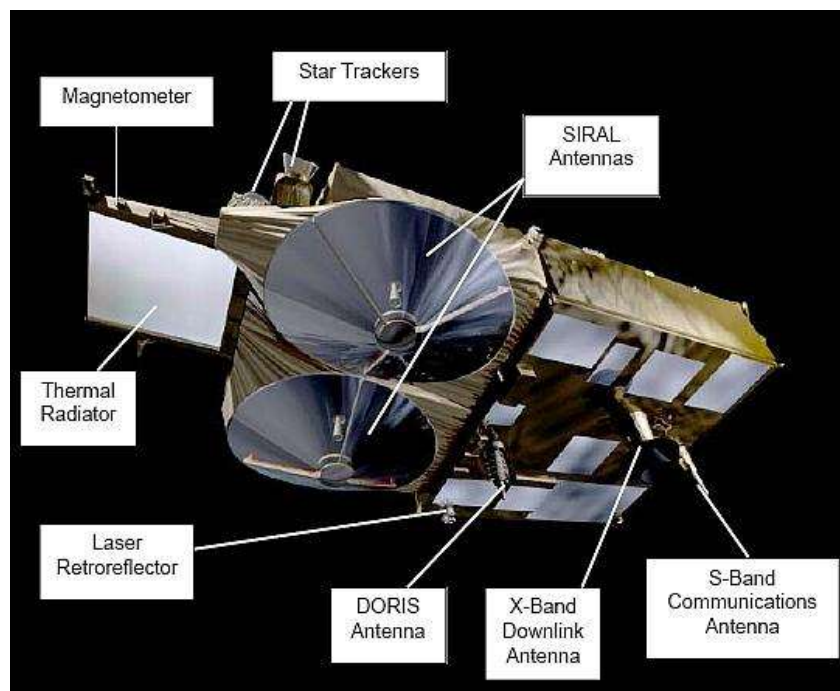


Figura 1.2. Satélite CryoSat-2 y sus instrumentos. Entre ellos, las antenas del altímetro radar “SIRAL” (Créditos de imagen: ESA-Earth).

El lanzamiento de CryoSat-2 marca un hito en la altimetría satelital. Al incluir un altímetro radar interferométrico de apertura sintética -SAR Interferometric Radar Altimeter, SIRAL-, este satélite se convierte en el primer instrumento espacial con capacidad para la altimetría SAR (Gómez-Enri et al., 2017). SIRAL permite operar en tres modos: 1) SAR, 2) SARin y 3) LRM. El modo de operación se selecciona para diferentes regiones en función de una máscara geográfica (ESRIN-ESA, 2012). El modo SAR está habilitado para zonas de banquisas -o hielo marino- y algunas áreas marinas seleccionadas, como zonas costeras; así lo afirman diferentes autores al validar este

producto en dicho modo para estudios de altimetría costera (Fenoglio-Marc et al., 2015; Passaro et al., 2016; Gómez-Enri et al., 2018). El modo SARin se habilita sobre márgenes de mantos de hielo, pequeños casquetes y glaciares montañosos. Por último, en LRM, SIRAL opera como un altímetro convencional sobre océano abierto, mantos de hielo continentales y el resto de áreas terrestres no cubiertas por los otros dos modos (ESRIN-ESA, 2012). Por tanto, gracias al altímetro radar de CryoSat-2, SIRAL, este satélite proporciona datos de calidad para estudios climáticos y oceanográficos -incluso cerca de costa- (Calafat et al., 2017; Gómez-Enri et al., 2017), pese a que su objetivo principal fuese el estudio de la criósfera.

La altimetría «SAR» hace uso del efecto Doppler –“El sonido emitido por un objeto en movimiento parece más o menos agudo en función de la velocidad a la que se aproxima, y más o menos grave en función de la velocidad a la que se aleja” (Raney, 1986)- para discriminar las reflexiones procedentes de la parte anterior o posterior del haz emitido. Si vienen de la parte anterior, todo ocurre cuando el satélite se acerca; si vienen de la parte posterior, el satélite se aleja. Para ofrecer una mejor resolución espacial y una mayor relación señal-ruido -S/N- (Gómez-Enri et al., 2017) el altímetro Doppler envía pulsos con una mayor frecuencia de repetición -PRF- que los altímetros convencionales (ver Figura 1.3) y así se logra una coherencia pulso a pulso. Cada celda de resolución en la dirección de vuelo del satélite se caracteriza por una frecuencia Doppler, pudiéndose extraer información de cada eco que regresa al satélite. De este modo, para la superficie o huella de pulso Doppler reducida se obtienen diferentes observaciones -looks-, es decir, los haces Doppler inciden sobre una misma superficie desde diferentes ángulos (ver Figura 1.4), ofreciendo así observaciones independientes listas para su posterior promediado y generación del eco SAR –“*multi-looking*”- (Raney, 1986). Desde cada ángulo de incidencia el satélite emite una ráfaga de haces -conocido como abanico Doppler-. En el caso de CryoSat-2, por cada ráfaga se transmiten 64 pulsos -que van a dar lugar a 64 haces Doppler a través de la aplicación de una transformada rápida de Fourier- con un intervalo de tan solo 50 μ s entre ellos. La distancia entre las muestras de superficies reflejadas y la distancia entre las ráfagas emitidas son totalmente independientes y dependen de la frecuencia a la que opere el satélite (Dinardo, 2013).

Con todo, la altimetría «SAR» es una técnica muy reciente; y su aplicación a zonas costeras es algo sobre lo que aún queda mucho por estudiar. A parte de validaciones de productos altimétricos en estas zonas -mencionadas anteriormente-, que incluyen algunos

casos de estudio a modo de ejemplos, hasta la fecha son pocos los estudios oceanográficos llevados a cabo por altimetría SAR costera.

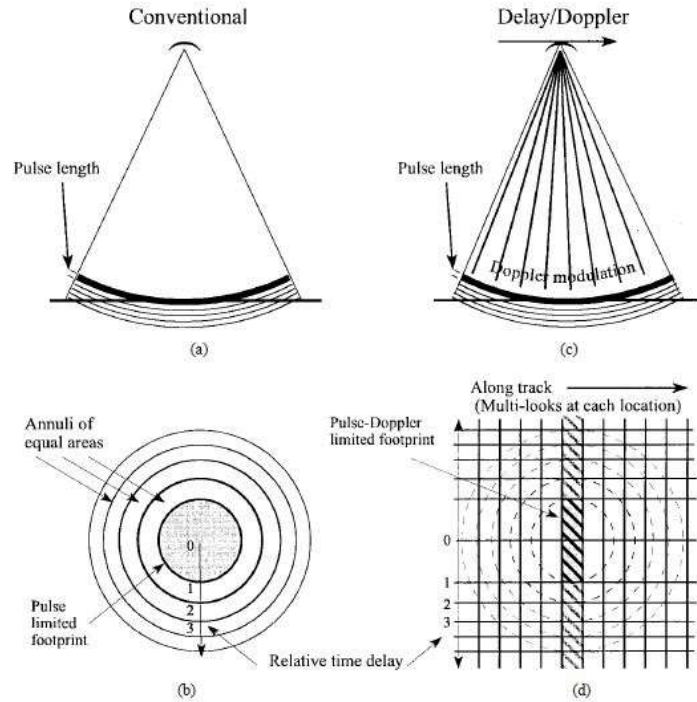


Figura 1.3. Comparación de la vista lateral de la geometría de iluminación de un altímetro de radar convencional (a) y su huella (b), con la geometría de iluminación de un altímetro Doppler (c) y su huella (d). El espacio de las medidas del altímetro convencional es inherentemente 1-D, mientras que para el altímetro Doppler es 2-D. Modificado de Raney (1998).

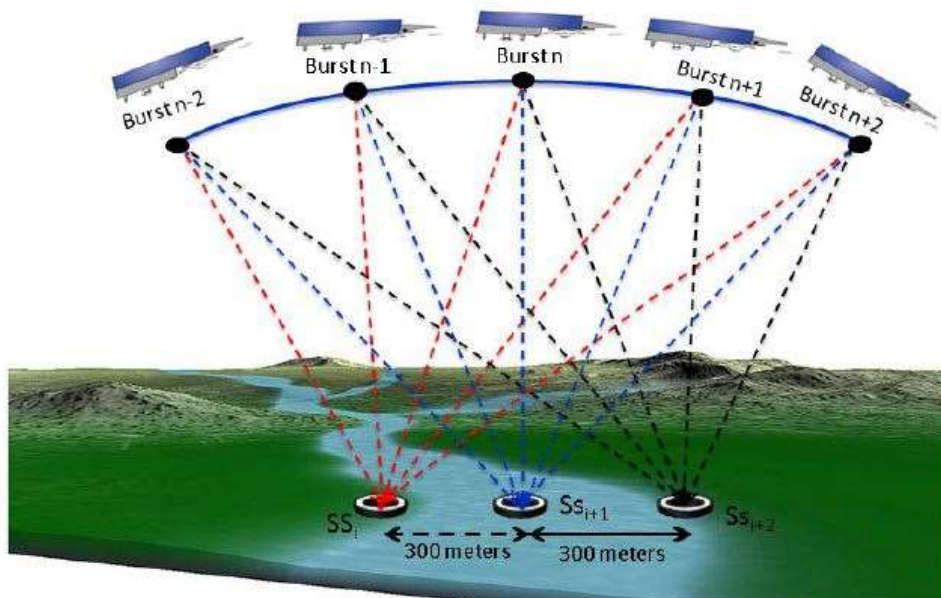


Figura 1.4. Representación del concepto de *multi-looking*. Todos los haces Doppler, de diferentes centros de ráfagas n , mirando a la misma posición de la superficie SS_i , contribuyen a la generación del eco SAR para esta posición (Para simplificar, solo se muestran 3 haces por cada ráfaga). Para CryoSat-2, la distancia entre cada muestra de superficie es de unos 300 metros (operando a 20 Hz), mientras que los centros de ráfagas distan unos 80 metros unos de otros (85 Hz aproximadamente). Modificado de Dinardo (2013).

1.4. Hipótesis de partida y objetivos del estudio

Los eventos de fuertes descargas de ríos caudalosos afectan a la dinámica de los estuarios y masas de agua en la plataforma continental adyacente a la desembocadura de estos ríos. Como se indica en González-Ortegón et al. (2010), González-Ortegón y Drake (2012) y Navarro et al. (2012); el agua dulce reduce los niveles de salinidad en la capa superficial -creando gradientes de salinidad- durante los episodios de fuertes descargas, resultando en un «abultamiento» del nivel del mar. Gómez-Enri et al. (2015), confirmó la elevación del nivel del mar -respecto a su media temporal- debido a las descargas de agua dulce, mediante mapas diarios de alta resolución de SLA en la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Guadalquivir. Además, para la validación de datos altimétricos del nivel del mar del satélite CryoSat-2 en la plataforma continental oriental del Golfo de Cádiz, Gómez-Enri et al. (2017) analizó la capacidad de este satélite de detectar variaciones en el nivel del mar debido al efecto de grandes descargas del río Guadalquivir. Algunos ejemplos de la aplicación de la altimetría SAR en zonas costeras se han llevado a cabo en los últimos años, no obstante, no se conocen estudios de la aplicación de esta técnica sobre el estuario del río Ebro; de ahí la motivación extra en la realización del estudio.

El objetivo principal del presente estudio es analizar eventos de fuertes descargas de los ríos Guadalquivir y Ebro, utilizando datos altimétricos de ADT del satélite CryoSat-2 en los estuarios de ambos ríos y zonas costeras adyacentes. Para la consecución de este objetivo principal, se plantearon una serie de objetivos parciales:

1. Creación de bases de datos de caudales diarios de los ríos Guadalquivir y Ebro - obtenidos a partir del SAIH de las respectivas Confederaciones Hidrográficas- desde el 1 de enero de 2010 hasta el 31 de diciembre de 2019, a su paso por las estaciones de aforo más próximas a las desembocaduras de ambos ríos.
2. Creación de bases de datos altimétricos del altímetro SIRAL del satélite CryoSat-2 operando en modo SAR en las zonas de estudio, obtenidos mediante GPOD y tratados en Matlab, mediante el desarrollo metodológico de un código.
3. Análisis de imágenes ópticas RGB MODIS de los satélites Aqua y Terra, como herramienta complementaria al estudio y al entendimiento de las diferencias notables en la hidrodinámica de ambos estuarios y plataforma continental adyacente.

4. Realización de mapas de SST, en Matlab, a partir de datos de la plataforma CMEMS, para la interpretación de los resultados obtenidos.
5. Estudio de la variable derivada ADT, relacionando los valores obtenidos con los caudales diarios de eventos de fuertes descargas.
6. Evaluación del producto altimétrico de CryoSat-2 y, por tanto, de la altimetría SAR en función de los resultados obtenidos en el presente estudio.

2. ÁREAS DE ESTUDIO

En este apartado se describen, tanto las principales características de las cuencas hidrográficas correspondientes a los ríos Guadalquivir y Ebro, como características hidrológicas de éstos. Además, se incluyen los forzamientos principales que determinan la forma y magnitud de las plumas de descarga de los ríos; entre ellos, la circulación oceánica regional dominante en la plataforma continental adyacente a la desembocadura de cada río.

2.1. Estuario del río Guadalquivir

Situada al SW de la Península Ibérica, la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir (ver Figura 2.1) se extiende unos 57.000 km² a lo largo y ancho de doce provincias pertenecientes a cuatro comunidades autónomas, de las que Andalucía representa más del 90% de la superficie. Este espacio resalta por el contraste entre la orla montañosa que lo delimita -Sierra Morena al norte y las cordilleras Béticas al sur, con desarrollo SO-NE- y la baja altitud del gran valle del río Guadalquivir, hasta llegar al océano Atlántico, donde éste desemboca. Tiene una longitud, por tanto, de unos 650 km desde la Sierra de Cazorla -Jaén- hasta Sanlúcar de Barrameda -Cádiz-. Cabe destacar que un 9,3% de la red fluvial se encuentra embalsada por grandes presas (Comisión OSPAR, 2000); entre ellas, la de Alcalá del Río, estación de aforo para las medidas de caudales del presente estudio.

Según la definición ampliamente aceptada en ciencias de Cameron y Pritchard (1963): “Un estuario es un cuerpo de agua semicerrado conectado con mar abierto en el que existe una mezcla de agua de mar y agua dulce procedente del drenaje terrestre”. El estuario del río Guadalquivir se extiende hasta la presa de Alcalá del Río, 110 km tierra adentro. Es el único navegable en España, gracias a los dragados periódicos desde su desembocadura hasta el puerto de Sevilla, que garantizan el mínimo calado; pero generan material en suspensión hacia la plataforma adyacente, dejando una gran pluma de turbidez (Navarro et al., 2012).

En los últimos años, el río Guadalquivir ha presentado un caudal medio de unos 230 m³/s, lo que supone velocidades de corriente medias no superiores a 5 cm/s. Este caudal lo determina el clima mediterráneo en la zona, con veranos cálidos y secos e inviernos suaves (Sánchez, 1988). Sólo en periodos muy concretos -mayor frecuencia en invierno- ocurren apreciables crecidas, con caudales superiores a 350 m³/s. Al desembocar en el Golfo de Cádiz, -conectando el Atlántico Norte con el mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar- la dinámica de marea en el interior del estuario es de tipo semidiurna y está condicionada por el océano Atlántico. Generalmente, las altas velocidades medias asociadas a la onda de marea -1 m/s-, comparado con el pequeño flujo de agua dulce (Alvarez et al., 2001) sitúan al estuario como verticalmente homogéneo o bien mezclado, según la clasificación de Pritchard (1989). La circulación superficial del Golfo de Cádiz se caracteriza por su fuerte estacionalidad, relacionada con la circulación en alta mar (Peliz et al., 2007). García-Lafuente et al. (2006) y, más recientemente, Criado-Aldeanueva et al. (2009), observaron una célula ciclónica de mesoescala -eddy o remolino de mesoescala- en la plataforma continental adyacente durante el periodo primavera-verano. En invierno, el flujo hacia el este de esta célula convectiva o “eddy” se debilita considerablemente o, incluso, desaparece; cuando la circulación en mar abierto cambia a ciclónica (Criado-Aldeanueva et al., 2009). Una contracorriente superficial cálida fluye hacia el oeste cerca de costa durante primavera-verano, pero ésta se invierte hacia el este a finales de otoño o principios de invierno (Stevenson, 1977; Relvas y Barton, 2002). Aunque esto puede cambiar en los periodos de caudales excepcionales -debido a intensas precipitaciones, por ejemplo- durante los cuales el régimen hidrodinámico del estuario varía.

El río Guadalquivir también juega su papel en la circulación superficial del Golfo oriental de Cádiz. Esporádicas pero fuertes descargas de agua dulce -generalmente superiores a 400 m³/s (Díez-Minguito et al., 2012)- podrían contribuir sobre el nivel del mar a diferentes escalas temporales, como afirman Laiz et al. (2013) y Gómez-Enri et al. (2015). Estas descargas de agua dulce desde la presa de Alcalá del Río, independientemente de si van acompañadas de precipitaciones o no, suelen ocurrir en una escala sinóptica meteorológica -duran, generalmente, de 1 a 7 días; pudiendo ocurrir varias veces al año-, durante el paso de las tormentas del Atlántico Sur (Prieto et al., 2009). En estas condiciones, el estuario ya no está dominado por la marea sino por la acción fluvial. La corriente fluvial pasa a ser del mismo orden o superior que las

velocidades máximas de marea, y mucho mayor que las corrientes del residual de marea de baja frecuencia. Las aguas dulces, entonces, dominan el estuario y parte sustancial de la plataforma continental interna adyacente a la desembocadura. La forma y magnitud de las descargas son variables, ya que éstas también dependen -además de las condiciones meteorológicas y oceanográficas en la desembocadura y plataforma adyacente- del sistema regulador de la cuenca del río Guadalquivir. Aunque cabe destacar que, entre el régimen mareal y el régimen fluvial, hay un gran rango de regímenes intermedios fluvial-mareal, en los cuales la dinámica del estuario oscila (Díez-Minguito et al., 2012).

2.2. Estuario del río Ebro

El río Ebro cruza el cuadrante noreste de la Península Ibérica, recogiendo las aguas superficiales de más de 350 ríos de menores dimensiones y drenando una cuenca de aproximadamente 85.500 km². Con una longitud de 950 km desde Fontibre -Cantabria- hasta Deltebre -Tarragona- es, por tanto, la cuenca hidrográfica de mayor extensión de España (ver Figura 2.1); ocupando el 17% del territorio peninsular español (Confederación Hidrográfica del Ebro). Está limitada al norte por los montes Cantábricos y los Pirineos, al sureste por el Sistema Ibérico y, al este, por las Cordilleras Costero-Catalanas. El río Ebro discurre en sentido NO-SE hasta descargar sus aguas en la costa mediterránea catalana -la cuenca hidrográfica del Ebro es considerada una de las principales cuencas mediterráneas europeas-, formando un gran delta. El clima, en general, es mediterráneo; aunque se notan las influencias oceánicas en el noroeste y características continentalizadas en el interior (Comisión OSPAR, 2000).

Debido a que las precipitaciones son más frecuentes en la periferia montañosa -principalmente Pirineos- que en el interior, donde se dan condiciones semiáridas; las tasas de descarga del río Ebro varían considerablemente en función de la estación del año en que se estudie. No obstante, la aportación del Ebro al mar Mediterráneo ha sido reducida en las últimas décadas debido tanto a la construcción de numerosas presas y a la creciente demanda de agua -regulación fluvial- (Sierra et al., 2004), como a la escasa pluviometría registrada durante los últimos años. Según la Confederación Hidrográfica del Ebro, desde los años 60 hasta el año 2019, la tasa de descarga media anual, medida en Tortosa -42 km río arriba desde la desembocadura-, ha sido de 425 m³/s; mostrándose un máximo en febrero -662 m³/s- y el mínimo en julio -115 m³/s-. Cuando se tienen en cuenta los últimos diez años, las cifras se reducen considerablemente.

El Delta del Ebro se localiza en el Mediterráneo noroeste, en un área de transición entre un estrecho tramo de plataforma continental en el norte -aproximadamente 10 Km de ancho-, y una región más amplia -alrededor de 50 Km de ancho- en el sur. El rango máximo de marea astronómica en esta zona es alrededor de 0.25 metros, con un promedio de 0.16 metros, clasificando así esta región como un ambiente con régimen micro-mareal. Por tanto, a diferencia de las plumas atlánticas, la pluma de descarga del río Ebro no se ve afectada por ninguno de los ciclos de marea (Mestres et al., 2003). Así, la dinámica de esta pluma va a estar condicionada por las fuertes descargas de agua dulce y los efectos del viento. Además, existe otro forzamiento externo importante: la circulación oceánica regional, que juega un papel clave en el desplazamiento de la pluma (Nóvoa, 2017). Este autor expone, tras un análisis de correlación, que la principal fuerza generadora de la pluma del río Ebro es una fuerte descarga.

El forzamiento del viento es un importante agente para la circulación local en esta zona (García y Ballester, 1984). Sin embargo, los efectos del viento en aguas someras se ven afectados por la estratificación de la columna de agua; y las medidas a mayores profundidades sugieren que la influencia del viento es casi despreciable para frecuencias inferiores a la inercial; y que la variabilidad del flujo en aguas profundas depende en gran medida del campo de densidad (Font et al., 1995). La influencia del viento directamente sobre la pluma del río Ebro solo es notable cuando ocurren fuertes descargas -mayores de $400 \text{ m}^3/\text{s}$ -; ya que, como se dijo anteriormente, un gran caudal es el impulsor principal que garantiza una pluma lo suficientemente grande como para verse afectada por este forzamiento (Nóvoa, 2017). Los campos de tensión del viento predominantes en el Delta del río Ebro son generados por vientos del sur y suroeste en verano; mientras que en invierno los vientos más frecuentes soplan desde el noroeste -Mistral-, aunque los más fuertes soplan desde el este, según Mestres et al. (2003).

La circulación regional oceánica sobre la plataforma adyacente a la desembocadura del río Ebro se caracteriza por corrientes que van de este a oeste y de norte a sur: Corriente Liguro-Provençal-Catalana o Corriente del Norte (Font et al., 1990). Esta circulación ciclónica -en sentido antihorario-, con intensidades desde 0,1 a 0,5 m/s, recorre la plataforma a lo largo de las costas mediterráneas de Italia, seguida de Francia y, finalmente, España; donde se produce una bifurcación al sur de Valencia. Parte del flujo continúa hacia el sur -es decir, a lo largo de la costa española-, mientras que la otra rama se desvía por las Islas Baleares y viaja hacia el este -hacia Córcega-. También genera y

advection una serie de «eddies». Esta corriente, junto con el efecto de Coriolis tiende a desplazar las plumas del río Ebro hacia el sur en la plataforma continental adyacente a la desembocadura (Nóvoa, 2017). Por consiguiente, el viento es un impulsor secundario para la forma y desplazamiento de la pluma; ya que, aunque tenga un impacto importante en condiciones de fuertes descargas del río, el desplazamiento de la pluma hacia el sur ocurre incluso en ausencia de vientos. Más del 70% de la pluma del río Ebro se ubica, generalmente, al sur de la forma deltaica, bajo cualquier condición de viento, como consecuencia de la circulación regional oceánica en la zona; según Nóvoa (2017).

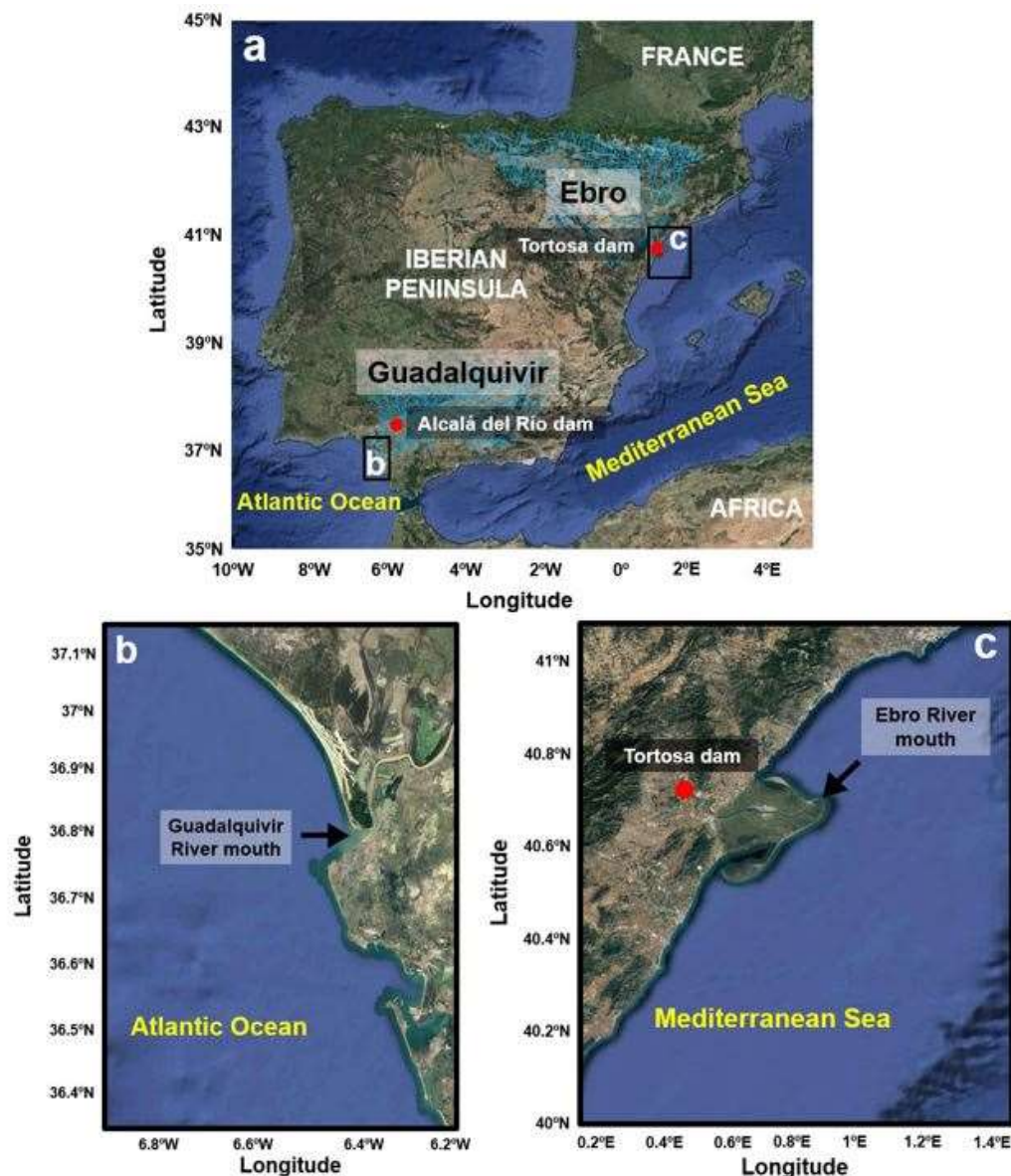


Figura 2.1. Ubicación de las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalquivir y Ebro en la Península Ibérica (a). También se muestran (puntos rojos) las estaciones de aforo más próximas a la desembocadura de cada río. Los rectángulos negros indican las áreas definidas para analizar los eventos de fuertes descargas del río Guadalquivir (b) y Ebro (c).

3. DATOS Y METODOLOGÍA

A continuación, se especifican los datos utilizados para el desarrollo del estudio, así como las fuentes de las que se obtuvieron. Además, se describen los procedimientos llevados a cabo para el tratamiento de los datos y la obtención de los resultados. El periodo de estudio seleccionado comprendió desde enero de 2010 hasta diciembre de 2019.

3.1. Datos de caudales de descargas de los ríos

En primer lugar, se accedió a Redes de Seguimiento del Estado e Información Hidrológica (<https://sig.mapama.gob.es/redes-seguimiento/>) para ver la estación de aforo -instalación que permite evaluar el caudal de un río a lo largo de un tiempo- más próxima a la desembocadura. Aquí, el caudal circulante de un río es el más parecido al caudal de descarga. En el caso del río Guadalquivir, la estación de medida es la Central Hidroeléctrica de Alcalá del Río -110 km río arriba desde la desembocadura-; para el Ebro, la de Tortosa -41 km río arriba- (ver Figura 2.1).

Los caudales diarios de descargas - Q_d en m^3/s - del río Guadalquivir para el periodo de estudio, medidos en Alcalá del Río, se obtuvieron del Sistema Automático de Información Hidrológica -SAIH- de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (www.chguadalquivir.es/saih/). De la misma forma, las descargas del río Ebro, medidas en Tortosa, se obtuvieron del SAIH de la Confederación Hidrográfica del Ebro (www.saihebro.com).

3.1.1. Selección de eventos extremos en el estuario del río Guadalquivir

El Q_d medio del río Guadalquivir durante el periodo de estudio analizado -de 2010 a 2019- fue de $108,97 m^3/s$. El estuario se encuentra en condiciones normales cuando el Q_d es inferior a $40 m^3/s$, en condiciones extremas cuando $400 < Q_d < 3000 m^3/s$, y se catalogan como condiciones excepcionales cuando Q_d es superior a $3000 m^3/s$ (Díez-Minguito et al., 2012). Solo un 5% del periodo de estudio se dieron condiciones extremas/excepcionales -percentil 95-. En otras palabras, se aislaron 8 periodos con descargas diarias superiores a $400 m^3/s$ durante al menos 3 días; evitando así descargas esporádicas ligadas a actividades de regulación en la presa. En la Tabla 1. se resume la información relacionada con estos periodos.

3.1.2. Selección de eventos extremos en el estuario del río Ebro

Para el río Ebro, el Q_d medio durante los 10 años del periodo de estudio fue de 286,12 m^3/s . Para este río, se consideran fuertes descargas aquellas que excedan caudales de 400 m^3/s (Nóvoa, 2017). No obstante, según afirma este autor, las condiciones extremas se dan bajo caudales superiores a 600 m^3/s . Durante el 13% del periodo de estudio -percentil 87- se dieron estas condiciones, correspondiéndose con 18 periodos aislados. Debido al grueso de datos y, para equiparlo al Guadalquivir, se decidió tomar como referencia el percentil 95, es decir, solo tener en cuenta aquellos periodos con descargas superiores a ~850 m^3/s ; quedando así en 12 periodos; y más cortos que los anteriores (ver Tabla 2 para más información).

3.2. Datos altimétricos

Los ficheros de datos en formato NetCDF-4 del altímetro SIRAL de CryoSat-2 de la línea base de procesamiento «B» se obtuvieron de la plataforma SARvatore -SAR Versatile Altimetric Toolkit for Ocean Research & Exploitation- GPOD -Grid-Processing On Demand- de la ESA (<https://gpod.eo.esa.int/>).

SARvatore-GPOD se basa en el procesamiento de datos SAR de CryoSat-2, desde datos de nivel de procesamiento L1a -también conocidos como “Full Bit Rate” o “FBR” (Dinardo, 2013)-, hasta datos más elaborados L2 para su posterior uso científico en océano abierto, zonas costeras y hielo marino. El servicio de SARvatore-GPOD permite al usuario configurar el procesamiento de datos en dos niveles: 1) L1b, en el que se procesan las formas de ondas del *radar multi-look* y 2) L2, permitiendo así la recuperación de los parámetros geofísicos.

El procesamiento de los datos altimétricos se restringió a las diferentes áreas de estudio usando, por tanto, una línea base de procesamiento a medida para zonas costeras. El modelo de *retracking* seleccionado fue el modelo físico de SAMOSA+ (Ray et al., 2015). Éste es un método de procesamiento para océano abierto; no obstante, el procesamiento desde L1a hasta L1b se ve mejorado en costa (Gómez-Enri et al., 2017).

En el modo SAR, la resolución espacial en la dirección paralela a la dirección de vuelo del satélite varía alrededor de la órbita. Está afectada por la función de ponderación de Hamming azimutal (ESRIN-ESA, 2012). Es decir, la resolución depende de la altitud y, por tanto, de la potencia de los haces azimutales -inclinación de los haces sobre la superficie-. Así, medidas del altímetro SIRAL operando a una alta tasa -«high posting

rate», 20 Hz- en dirección paralela a la traza del satélite, suelen estar separadas unos 350 m; pero esto puede variar decenas arriba o abajo conforme la altitud varíe.

3.2.1. CryoSat-2 SIRAL sobre la desembocadura del río Guadalquivir

Para el estudio en el estuario del río Guadalquivir y zonas costeras adyacentes se seleccionó un marco geográfico desde 36,36°N hasta 37,14°N -Latitud- y desde 6,92°W hasta 6,17°W -Longitud-. Además del marco espacial, se seleccionaron diferentes marcos temporales, correspondiéndose con aquellas fechas para las que se obtuvieron fuertes descargas de este río, lo que redujo aún más el número de pasadas de CryoSat-2 sobre la zona -se recuerda que el ciclo orbital de este satélite es de 369 días, aunque presenta subciclos de unos 30 días-.

De todas las trazas obtenidas, se consideraron solo 4 óptimas para el estudio debido a su ubicación, en términos de orientación a costa y proximidad a la desembocadura (véase Tabla 3).

3.2.2. CryoSat-2 SIRAL sobre la desembocadura del río Ebro

Se repitió el procedimiento empleado en el punto anterior. El marco geográfico seleccionado en este caso comprendió desde 40°N hasta 41,12°N y desde 0,16°E hasta 1,42°E. Debido al mayor número de eventos extremos acontecidos para este río, se obtuvieron muchas más trazas en esta zona. No obstante, tras comprobar la ubicación de las trazas y, teniendo en cuenta la hidrodinámica en el estuario -desplazamiento de la pluma de descarga- (ver apartado 2.2), solo 6 trazas se consideraron óptimas (véase Tabla 4).

3.2.3. Órbitas Absolutas y Relativas

Una vez se tienen las trazas óptimas de CryoSat-2 para las fechas de los eventos extremos, se anota, para cada una, el número de órbita absoluta -número de órbitas transcurridas desde el primer cruce de nodo ascendente desde el lanzamiento- así como el número de órbita relativa -recuento de la órbita contenida en un ciclo repetido- (ESRIN-ESA, 2012); con el fin de estudiar y comparar una misma traza en años anteriores y/o posteriores. Éste es un punto muy importante, al permitir comparar diferentes años, en los que se dan diferentes caudales de descarga, para una misma zona de estudio.

En las Tablas 1 y 2 se observa como para el Guadalquivir 2 periodos de eventos extremos son válidos para el estudio, mientras que para el Ebro se tienen 4; en función de la disponibilidad de trazas de CryoSat-2 sobre las zonas de estudio.

Tabla 1. Resumen de periodos de eventos extremos en el estuario del río Guadalquivir, incluyendo el número de días con descargas superiores a 400 m³/s durante al menos 3 días consecutivos, la descarga máxima en cada periodo y la disponibilidad de trazas óptimas.

Año	Meses	Nº de días	Q_d máximo (m³/s)	Disponibilidad de CryoSat-2
2010	Enero	20	1959	No
2010	Febrero – Marzo	27	2959	No
2010/11	Diciembre – Enero	42	3343	Sí
2011	Febrero	7	1412	No
2012	Noviembre	4	1487	No
2013	Marzo – Abril	47	2033	Sí
2014	Febrero	8	932	No
2018	Marzo	13	1080	No

Tabla 2. Resumen de periodos de eventos extremos en el estuario del río Ebro, incluyendo el número de días con descargas superiores a 850 m³/s durante al menos 3 días consecutivos, la descarga máxima en cada periodo y la disponibilidad de trazas óptimas.

Año	Meses	Nº de días	Q_d máximo (m³/s)	Disponibilidad de CryoSat-2
2010	Enero	5	1335	No
2010	Marzo	4	891	No
2013	Enero – Abril	85	1435	Sí
2013	Junio	15	1509	No
2014	Enero	3	956	No
2014	Febrero	9	943	Sí
2014	Marzo	8	1313	No
2015	Febrero – Marzo	24	1790	Sí
2015	Marzo – Abril	12	1402	No
2016	Marzo	13	1076	No
2018	Abril – Mayo	25	1826	Sí
2018	Mayo – Junio	17	1351	No

Tabla 3. Trazas de CryoSat-2 sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Guadalquivir óptimas para el estudio de fuertes descargas en el periodo de tiempo de estudio (2010-2019). Se incluye el número de órbita absoluta y relativa, así como el caudal de descarga extremo coincidente con la fecha de la pasada.

Traza de CryoSat-2	Tipología	Órbita Absoluta	Órbita Relativa	Q_d(m³/s)
27/12/2010	Ascendente	3819	0088	1197,05
01/01/2011	Descendente	3884	0153	1810,36
28/03/2013	Ascendente	15738	1319	1195,36
01/04/2013	Descendente	15803	1384	1375,11

Tabla 4. Trazas de CryoSat-2 sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Ebro óptimas para el estudio de fuertes descargas en el periodo de tiempo de estudio (2010-2019). Se incluye el número de órbita absoluta y relativa, así como el caudal de descarga extremo coincidente con la fecha de la pasada.

Traza de CryoSat-2	Tipología	Órbita Absoluta	Órbita Relativa	Q_d(m³/s)
09/02/2013	Ascendente	15057	0638	1326
15/02/2013	Descendente	15151	0732	843
16/03/2013	Descendente	15571	1152	1393
12/02/2014	Ascendente	20401	0638	1150
22/02/2015	Descendente	25839	0732	1233
23/04/2018	Ascendente	42617	1478	1597

3.2.4. Topografía Dinámica Absoluta

Una vez se obtuvieron los ficheros NetCDF de las trazas de interés, se calculó, en MATLAB, la variable ADT -Topografía Dinámica Absoluta- a 20 Hz. Para esta frecuencia, se tienen medidas en direcciones paralelas a la dirección de vuelo del satélite separadas unos 350 metros. La ADT indica la «topografía de la superficie del mar», esto es, la señal dinámica que representa el desplazamiento con respecto a la superficie equipotencial -geoide- (ver Figura 3.1) forzado por las interacciones con la atmósfera y los contornos topográficos del fondo y laterales (Pinardi et al., 2017). Se obtuvo siguiendo la ecuación (1):

$$\text{Cryo_ADT} = \text{Órbita} - \text{Alcance} - \text{Correcciones_Alcance} - \text{Correcciones_Geofísicas} - \text{Geoide} \quad (1)$$

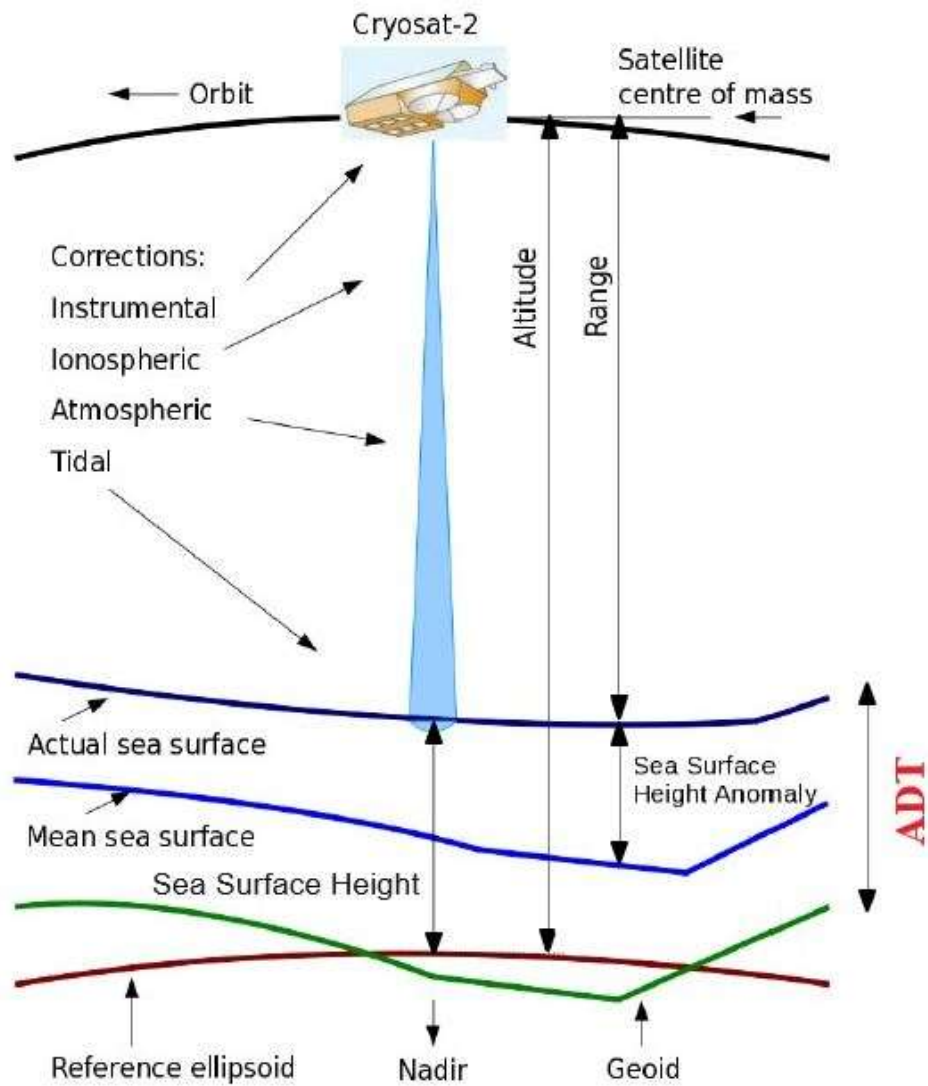


Figura 3.1. Esquema de los términos básicos de altimetría y las correcciones aplicables sobre la superficie oceánica. Se puede observar la relación entre las distintas variables implicadas en el cálculo de la ADT. Modificado de ESRIN-ESA (2012).

3.2.4.1.- Órbita

La órbita o altitud *-altitude-* es la distancia entre el centro de masa del satélite y la superficie de referencia *-elipsoide WGS84-*.

3.2.4.2.- Alcance

El alcance *-range-* supone la distancia entre el instrumento y el nivel del mar reflejado. Obtenido por SAMOSA+.

3.2.4.3.- Correcciones del Alcance

El pulso altimétrico se ralentiza ligeramente conforme pasa a través de la troposfera terrestre, debido al índice de refracción de la atmósfera. Por lo tanto, este pequeño tiempo de retraso debe ser corregido. Para ello, se incluyó:

- *Dry_Corr*: corrección del efecto troposférico seco -ECMWF Atmospheric Dry Correction-. Compensa el efecto de gases no polares como el oxígeno o el nitrógeno.
- *Wet_Corr*: corrección del efecto troposférico húmedo -ECMWF Atmospheric Wet Correction-. Compensa el efecto de gases polares, principalmente, vapor de agua.

Además, el pulso del radar se ralentiza debido a la presencia de electrones libres en la ionosfera de la Tierra. Para su corrección, se incluyó:

- *GIM_Corr*: corrección ionosférica GIM -Global Ionospheric Maps-, también llamada “Corrección del sesgo ionosférico”. El contenido de electrones libres en la ionosfera está controlado por la actividad solar, por tanto, presenta una gran variabilidad temporal y geográfica; que puede ser modelada o medida, por ejemplo, utilizando una red satelital GPS. GIM usa medidas GPS. Si esta corrección no estuviese disponible, como alternativa se utilizaría el modelo de Bent (Bent et al., 1975).

3.2.4.4.- Correcciones Geofísicas

Para el cálculo de la altura de la superficie del mar respecto al geoide, es necesario tener en cuenta, además, variaciones de esta superficie y en la corteza terrestre ligadas a factores físicos y geofísicos.

- *DAC_Corr*: corrección dinámica atmosférica. Corrige la respuesta oceánica a las oscilaciones de largo periodo de la presión atmosférica -efecto barómetro invertido- y las oscilaciones de corto periodo -inferiores a 20 días- del viento y la presión atmosférica.
- *GPT_Corr*: corrección de marea geocéntrica polar. Rectifica la distorsión de la corteza terrestre a largo plazo causada por variaciones en la fuerza centrífuga a medida que el eje de rotación de la Tierra mueve su ubicación geográfica. Se obtuvo de archivos históricos de ubicación de polos.

- *OET_Corr*: corrección de marea oceánica de equilibrio. Permite eliminar efectos de mareas locales, como aquellas ocasionadas por la Luna. Derivada de TPXO9-ATLAS.
- *OLPT_Corr*: corrección de marea oceánica de largo periodo. Permite eliminar efectos de mareas debido al Sol. Se obtiene, también, de TPXO9-ATLAS.
- *OLT_Corr*: corrección de carga de marea oceánica. Corrige la deformación de la corteza terrestre debido al peso de las mareas oceánicas suprayacentes. Derivada de TPXO9-ATLAS.
- *SET_Corr*: corrección de marea terrestre. Permite eliminar la deformación de la Tierra debido al forzamiento de marea del Sol y la Luna actuando sobre el cuerpo terrestre. Se obtiene siguiendo lo indicado por Cartwright y Ray (1990), de GPOD.
- *SSB_Corr*: La única corrección no disponible fue el Sesgo del Estado del Mar -SSB-. Para esta corrección no hay actualmente modelos aceptados. Es por ello que, como primera aproximación, se le restó al rango un 5% de la altura de ola significativa -SWH-, siguiendo lo indicado por Fenoglio-Marc et al. (2015).

3.2.4.5.- *Geoide*

Se define «geoide» como “la superficie equipotencial al nivel del mar sin ningún movimiento” (ESRIN-ESA, 2012). Para el presente estudio, el geoide de referencia se obtuvo del modelo de campo gravitatorio global de alta resolución EIGEN-6C4. Desarrollado en 2014 a partir de la combinación de multitud de datos, incluyendo datos GOCE. Corrige al antiguo modelo EGM2008.

3.2.5. **Interpolación de correcciones**

Debido a que algunas de las correcciones descritas anteriormente se encontraban a 1 Hz -medidas a lo largo de la traza separadas unos 7 Km- y, como se pretendía obtener la ADT a 20 Hz, fue necesario realizar la interpolación espacial de estas variables.

3.2.6. **Acotación de trazas de CryoSat-2**

Las primeras medidas de cada traza procedente de tierra -descendientes- o las últimas, en el caso de aquellas trazas ascendentes, presentan datos anómalos debido a las reflexiones terrestres, que generan contaminación en la señal altimétrica de retorno (Bouffard et al., 2008). Esto hace disminuir la calidad de los parámetros geofísicos utilizados para estimar la ADT. Según Gómez-Enri et al. (2017), las medidas a partir de

3 Km respecto a costa son las óptimas en cuanto a calidad altimétrica para estudios mediante altimetría SAR costera. Es por ello que, teniendo en cuenta 1) estas distancias a costa y 2) la pluma de descarga visualizada en imágenes ópticas RGB MODIS (sección 3.3) y mapas de SST (3.4); se procedió a acotar las trazas de CryoSat-2 para estudiar únicamente el área potencialmente influenciada por las fuertes descargas (ver Figura 3.2).

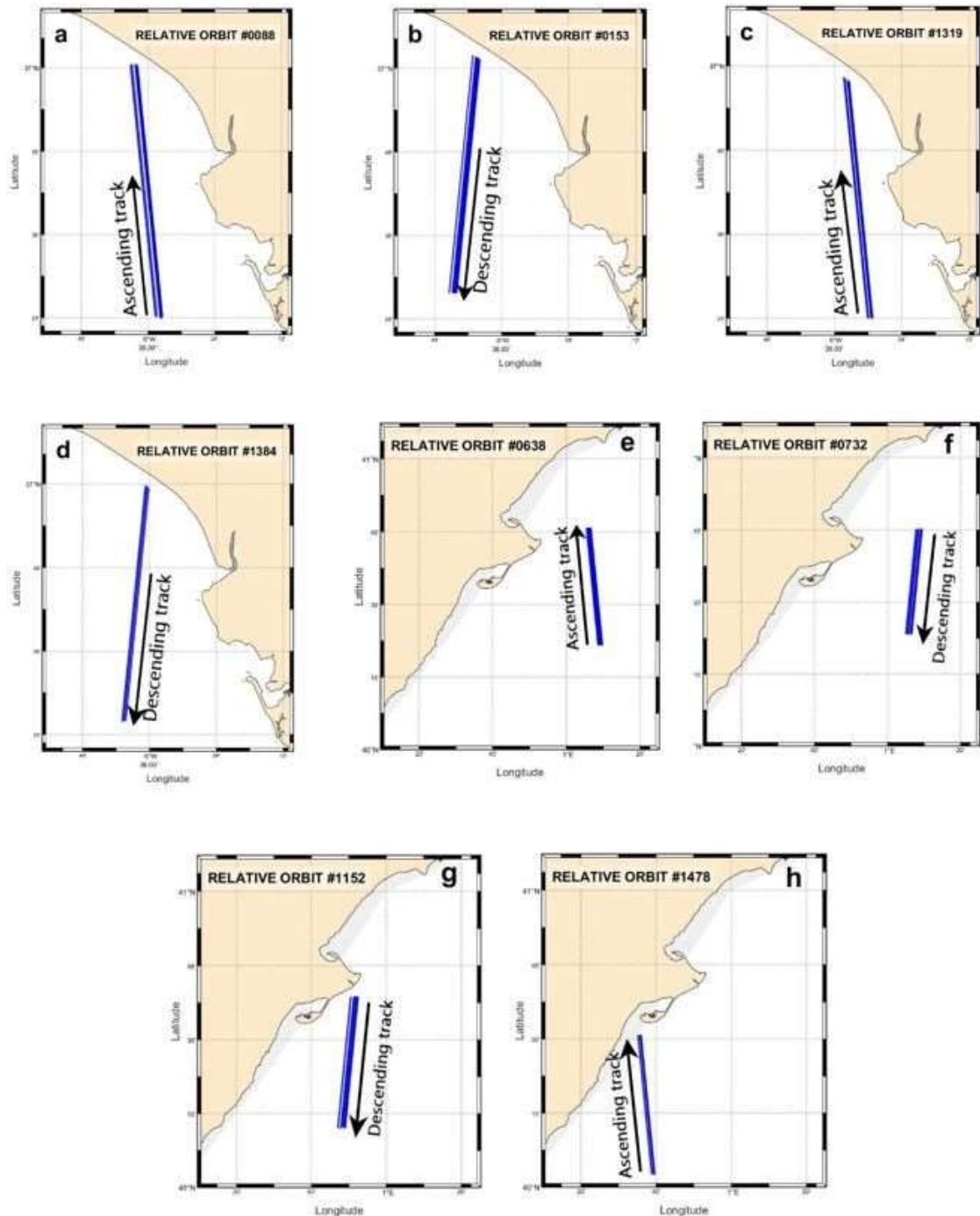


Figura 3.2. Trazas de CryoSat-2 acotadas sobre el área de estudio del río Guadalquivir (a, b, c, d) y la del río Ebro (e, f, g, h). Las flechas negras indican la dirección de la pasada y, por tanto, la tipología de las trazas: ascendente (a, c, e, h) y descendente (b, d, f, g).

3.2.7. Suavizado de los valores de ADT

Una vez calculada la ADT para los diferentes años en ambas zonas de estudio, se realizó un suavizado con la idea de filtrar el ruido de la señal (Figura 3.3). Para ello, se tomó como referencia la metodología propuesta por Bouffard et al. (2010), adaptándose al presente estudio.

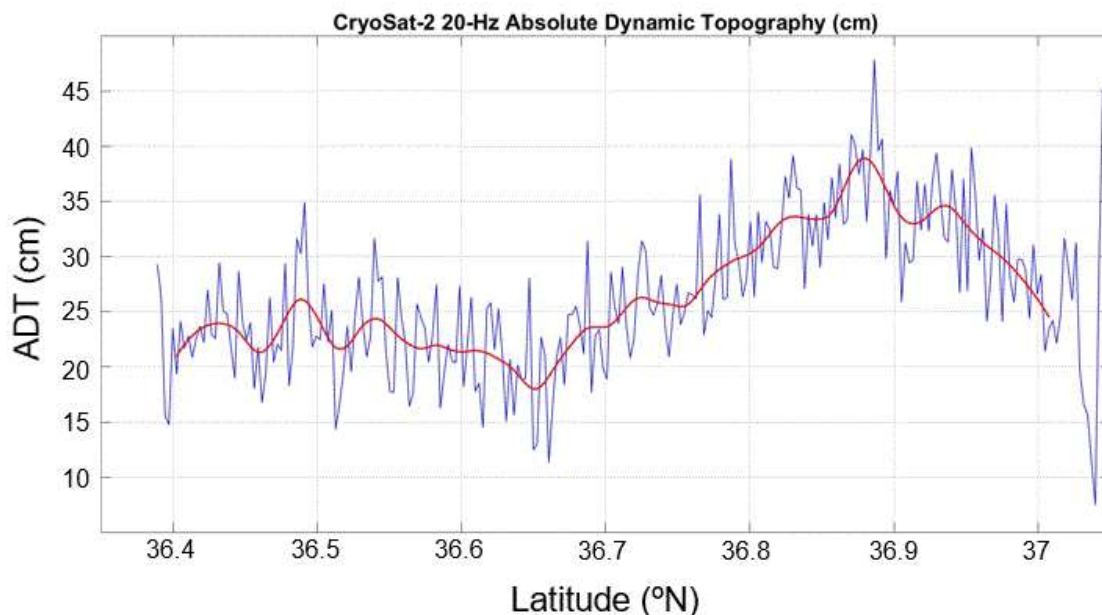


Figura 3.3. Comparación entre los valores de ADT bruta original (azul) y ADT suavizada (rojo) aplicando un filtro LOESS tras acotar la traza a medida para la zona de estudio. Se trata de un ejemplo (traza del día 27/12/2010 sobre el estuario del río Guadalquivir) de la metodología aplicada para el suavizado de cada traza.

En primer lugar, se eliminaron valores atípicos -comúnmente denominados “outliers”-; es decir, aquellos valores que son numéricamente distantes del resto. Para determinar estos valores se estableció un límite de la desviación de la media, de manera que aquellos valores -en valor absoluto- superiores a tres veces la desviación estándar -3σ - se consideraron atípicos y se eliminaron. Se utilizó en un bucle de repetición de 10 veces. A continuación, se aplicó una regresión polinómica local utilizando un filtro LOESS - LOcally Estimated Scatterplot Smoothing-, para crear una función que describe la parte determinista de la variación en los datos punto a punto, esto es, conseguir un suavizado sin fluctuaciones marcadas. El filtro LOESS combina la sencillez de la regresión lineal por mínimos cuadrados con la flexibilidad de la regresión no lineal -modelo polinomial de segundo grado- (Cleveland y Devlin, 1988). Por tanto, la mayor ventaja de LOESS es que no requiere la especificación de una función para ajustar el modelo a los datos, así, solo se debe especificar el parámetro de suavizado y el espaciado para la ventana de filtro.

Con estos valores, los pesos de regresión se obtienen mediante la función tricubo mostrada a continuación (2):

$$w_i = \left(1 - \left|\frac{x-x_i}{d(x)}\right|^3\right)^3 \quad (2)$$

donde: x es el valor predictor asociado con el valor a suavizar; x_i representa los valores más cercanos a x , definidos previamente por el *span* -o número de elementos para el filtro-; y $d(x)$ es la distancia a lo largo de la abscisa desde x hasta el valor predictor más distante.

El parámetro de suavizado (α) se estima siguiendo (3):

$$(\lambda+1)/n < \alpha < 1 \quad (3)$$

donde: λ es el grado del polinomio aplicado, para el caso = 2; n , el número de filas de datos.

Con todo, la regresión local se aplicó teniendo en cuenta un espaciado de entre 10 a 12 Km -en función de la traza estudiada- para la ventana del filtro, así como un parámetro de suavizado de 0,3.

3.3. Imágenes ópticas RGB MODIS

Se buscó la disponibilidad de imágenes ópticas RGB MODIS -Moderate Resolution Imaging Spectrometer- “Terra”/”Aqua” en la zonas de estudio, tanto para las distintas fechas de fuertes descargas como para aquellas con caudales mínimos; obtenidas de AERONET (<https://lance-modis.eosdis.nasa.gov/imagery/subsets/?project=aeronet>). Esta viabilidad vino dada, principalmente, por las condiciones libres de nubes. De todas las capas de datos -diferentes satélites y tipos de procesamiento- se seleccionaron “Terra, MODIS, True Color, Corrected Reflectance” y “Aqua, MODIS, True Color, Corrected Reflectance”. Este tipo de imágenes ópticas, ofrecidas por los satélites de la NASA Terra y Aqua, se denominan “true-color” o “natural color” porque la combinación de las longitudes de ondas presenta un resultado similar a lo que el ojo humano vería (Esaias et al., 1998). Así, True-Color RGB: Red = Banda 1; Green = Banda 4; Blue = Banda 3. La desventaja de este conjunto de bandas es que tienden a dar una imagen borrosa. El algoritmo de MODIS de la reflectancia corregida utiliza datos del Nivel 1B -radiaciones geolocalizadas y calibradas- para proporcionar imágenes de aspecto natural de la

superficie terrestre, oceánica y características atmosféricas, eliminando los efectos atmosféricos más “gruesos”, como la dispersión de Rayleigh, de las bandas visibles 1-7 (Gumley, 2010).

3.4. Datos de SST

Además de las imágenes ópticas descritas anteriormente, se utilizaron datos de temperatura de la superficie del mar -SST-, para la realización de mapas en las zonas de estudio, lo que permitió la validación cualitativa de los datos de ADT calculados así como la mejora en la interpretación de los resultados obtenidos mediante las medidas altimétricas.

Los datos de SST, de nivel 4 de procesamiento, se obtuvieron de la plataforma “Copernicus Marine Environment Monitoring Service” -CMEMS- (<http://marine.copernicus.eu>). Estos datos, de resolución temporal diaria y resolución espacial alta 0.0417° latitud x 0.0417° longitud -para el periodo comprendido entre 2010 y 2015- y ultra alta 0.01° latitud x 0.01° longitud -desde 2016 hasta 2019-; proceden de la interpolación óptima -IO- de medidas nocturnas -00:00h- de SST a partir de radiómetros infrarrojos a bordo de diferentes satélites. Este procesamiento permite la ventaja de ofrecer un producto en el que no existen zonas sin datos por la presencia de nubes, problema común en las medidas procedentes de sensores infrarrojos (Pisano et al., 2016).

Debe destacarse que la resolución espacial óptima para el estudio de estuarios y plataforma adyacente a éstos es de 1 Km - 0.01° x 0.01° -; no obstante, por la falta de datos a esta resolución en el periodo que abarca desde el año 2010 hasta el 2015, se utilizaron datos con resolución espacial de 4 Km - 0.0417° x 0.0417° - para estos 6 años, que es también una buena resolución para el estudio de procesos mesoescalares.

Toda la metodología explicada en los puntos anteriores se desarrolló a partir de la elaboración de diferentes códigos en el software de tratamiento de datos MATLAB (Anexos 1 y 2).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Comparación cualitativa de los datos de ADT calculados con imágenes de SST

Toda variable oceanográfica, como la ADT, obtenida a partir de datos altimétricos necesita de un proceso de validación para asegurar la calidad y veracidad de los datos generados. La forma idónea y tradicional para la validación de estos datos es compararlos con medidas *in situ* de la misma variable a escalas espaciales y temporales con mismos órdenes de magnitud.

No obstante, debido a la falta de datos del nivel del mar de acceso público en la desembocadura del río Ebro y, en general, para el periodo comprendido entre 2010-2019; se llevó a cabo un análisis gráfico comparativo entre los valores de ADT obtenidos y la temperatura superficial del mar en las zonas de estudio para las mismas fechas. Los valores de SST en zonas costeras adyacentes a las desembocaduras de ríos proporcionan, en general, una visión cualitativa adecuada para detectar eventos de fuertes descargas; aunque, hay que destacar que la temperatura superficial puede presentar cierta variabilidad inducida por vientos y corrientes regionales (Criado-Aldeanueva et al., 2006; Nóvoa, 2017), así como oscilaciones debido a las componentes de marea, en el caso del estuario del río Guadalquivir (García-Lafuente et al., 2012). Además, las variables SST y ADT están directamente correlacionadas (Buckingham y Cornillon, 2013), de manera que zonas con mayor temperatura superficial presentan valores más elevados de topografía dinámica absoluta, como consecuencia de las variaciones de la densidad del agua causadas por los cambios en la temperatura.

Se exponen dos ejemplos de la interpretación llevada a cabo para los días de fuertes descargas de agua dulce sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Guadalquivir (Figura 3.4: 28-03-2013), en primavera, y del río Ebro (Figura 3.5: 09-02-2013), en invierno. Se representa cada traza sobre el mapa de SST en ambas zonas de estudio, para verificar la relación entre la ADT y SST expuesta anteriormente.

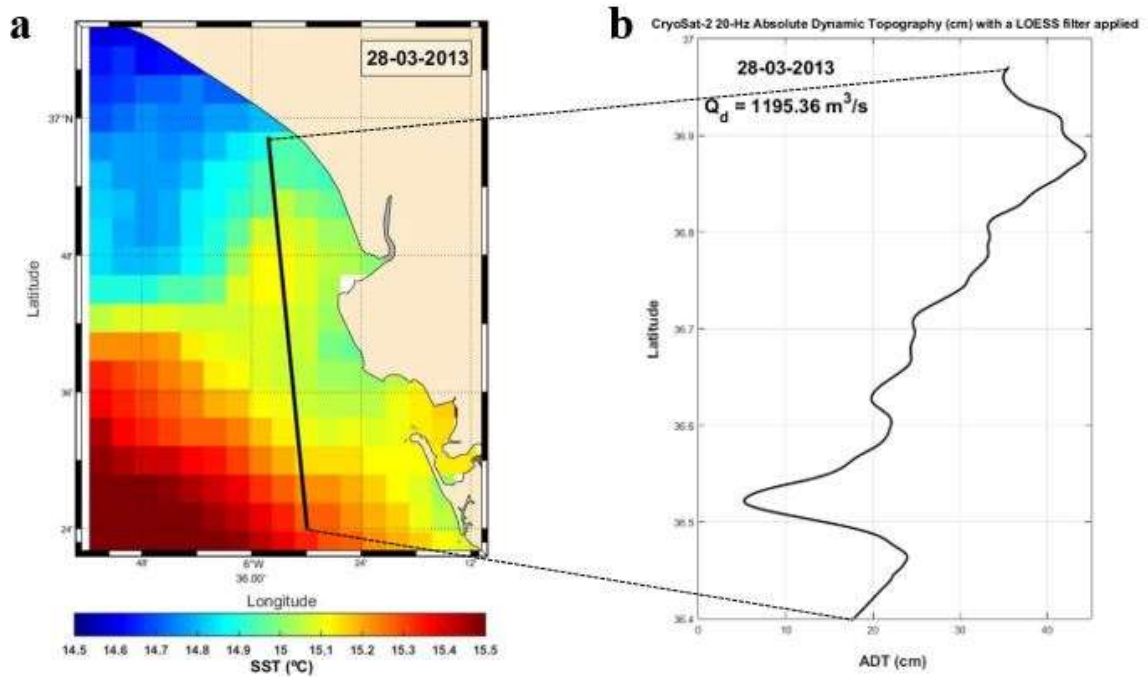


Figura 3.4. Traza ascendente de CryoSat-2 del día 28/03/2013 (órbita relativa #1319) sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Guadalquivir y valores de SST para el mismo día en esta zona (a). Los valores de ADT obtenidos a partir de esta traza se representan en (b).

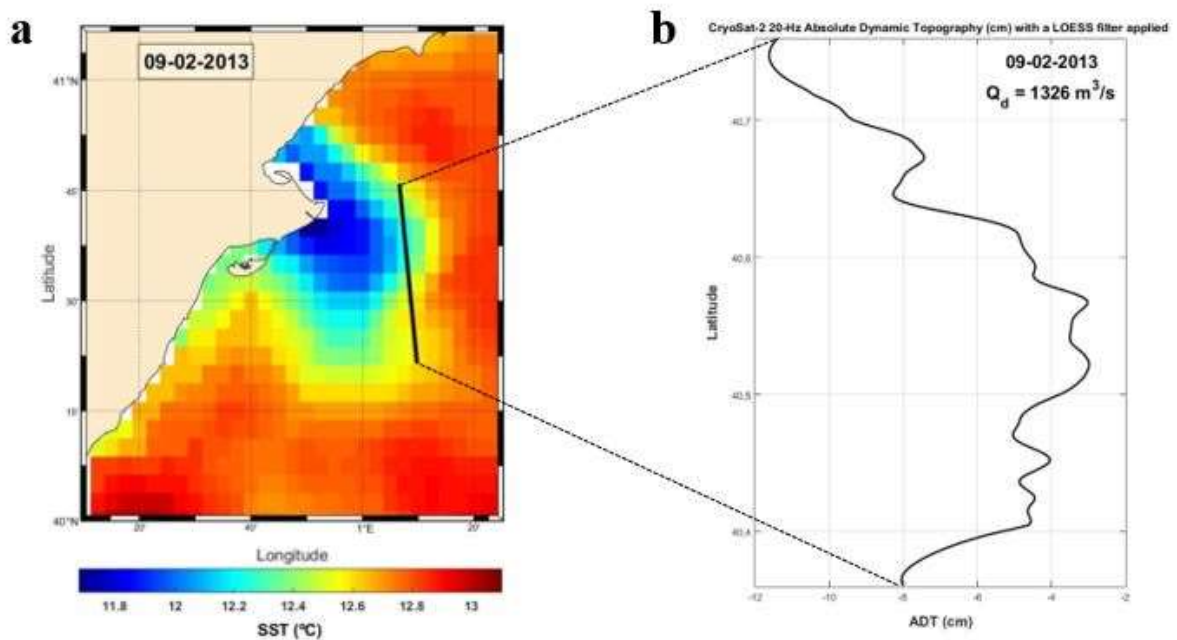


Figura 3.5. Traza ascendente de CryoSat-2 del día 09/02/2013 (órbita relativa #0638) sobre la plataforma continental adyacente a la desembocadura del río Ebro y valores de SST para el mismo día en esta zona (a). Los valores de ADT obtenidos a partir de esta traza se representan en (b).

En las figuras anteriores se aprecian las notables diferencias en la SST en función de la estacionalidad de esta variable para las distintas cuencas para las que se mide -atlántica y mediterránea-. En la subcuenca atlántica oriental del Golfo de Cádiz (Figura 3.4a) se aprecia el frente frío de Huelva hacia el este de la plataforma, típico de circulación anticiclónica (Criado-Aldeanueva et al., 2009). Este patrón de circulación puede ser debido, en parte, a condiciones atmosféricas severas que tienen lugar en la zona durante el día indicado y días previos, en términos de fuertes vientos del suroeste -ponientes- e intensas precipitaciones (<http://www.puertos.es/>). En la Figura 3.4a se aprecia como el frente de Huelva separa las aguas templadas, cerca de la desembocadura del río Guadalquivir, del núcleo central cálido, mediante una lengua de aguas levemente más frías. Esto se evidencia observando los valores de ADT obtenidos (Figura 3.4b) para la zona; donde, se tienen mayores valores cerca de la desembocadura del río y decrecen sobre la lengua fría hasta llegar a un mínimo en el que vuelven a ascender sobre una zona cálida.

En la subcuenca noroccidental mediterránea (Figura 3.5a), a diferencia de la anterior, se observa una pluma de descarga típica de invierno muy bien definida, en términos de menores valores de SST en el área potencialmente influenciada por la descarga, en comparación con las masas de agua adyacentes. Además, se aprecia la dirección de esta pluma hacia el sur, debido a la acción de la corriente Liguro-Provençal-Catalana (véase sección 2.2). La traza del día 09/02/2013 pasa por el límite oriental de la pluma de descarga viéndose reflejado en los valores de ADT (Figura 3.5b); presentando una disminución en latitudes coincidentes $\sim 40.65^{\circ}\text{N}$ con los mínimos valores de temperaturas superficiales del mar y aumentando en latitudes inferiores, donde la temperatura aumenta.

Debido a la resolución espacial más fina de la ADT -medidas separadas unos 350 m a lo largo de la traza- respecto a la SST -4 Km en los ejemplos expuestos-, la variable derivada del satélite ADT muestra variaciones de menor escala que las que se observan a partir de la temperatura superficial. No obstante, y tras llevar a cabo el análisis gráfico ejemplificado anteriormente para las 8 órbitas relativas estudiadas, se comprobó que los datos de ADT generados presentan una correlación positiva con la SST en las variaciones a lo largo de las trazas estudiadas; permitiendo así el desarrollo del objetivo principal del estudio, esto es, analizar eventos de fuertes descargas de los ríos Guadalquivir y Ebro mediante el uso de los datos altimétricos de ADT calculados.

4.2. Eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro y zonas costeras adyacentes

A partir de la ADT calculada para cada traza de CryoSat-2 en cada área de estudio, se detectaron eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro y plataforma continental adyacente a cada desembocadura, en función de la variabilidad dinámica local del nivel del mar inducida por éstas. Para ello, además del estudio de la traza de CryoSat-2 en el día de la fuerte descarga, se analiza también la misma traza en años anteriores y/o posteriores, en los que las descargas son menos elevadas -a veces, mínimas-. Esto último, junto con imágenes ópticas RGB MODIS, permite comparar el efecto local y/o regional de las distintas descargas en función de sus magnitudes y la distancia a costa.

De las 8 órbitas relativas estudiadas -4 sobre el área del río Guadalquivir y 4 para el río Ebro-, en 6 de ellas se observan los mayores valores de ADT para las fechas de los eventos extremos/excepcionales, traducándose en mayores elevaciones del nivel del mar durante las fuertes descargas. Solo en 2 casos -uno para cada río- se muestran valores inferiores de ADT para los eventos de fuertes descargas; ambos coincidentes con aguas superficiales más frías que las adyacentes. Las posibles explicaciones para estos dos casos concretos se desarrollan en la sección 4.3.

4.2.1. Fuertes descargas del río Guadalquivir

En las figuras que se muestran a continuación, se observa cómo para las primeras tres órbitas relativas un aumento en el caudal de descarga -debido principalmente a eventos de fuertes precipitaciones- responde a una elevación en el nivel del mar en la plataforma continental adyacente a la desembocadura, en tanto que se aprecian mayores valores de ADT para las fechas de eventos extremos (Figuras 4.1, 4.2, 4.3). Solo la órbita relativa #1384 (Figura 4.4) no presenta mayores valores de ADT para el día de la mayor descarga del río Guadalquivir. Se aprecian mayores elevaciones en el nivel del mar para la primavera del año 2019, a pesar de que en el periodo estudiado para este año los caudales de descargas son mínimos, como el del día 19 de abril -16,11 m³/s-, frente al caudal máximo en el periodo analizado del año 2013, de 1375,11 m³/s.

4.2.1.1. Órbita Relativa #0088

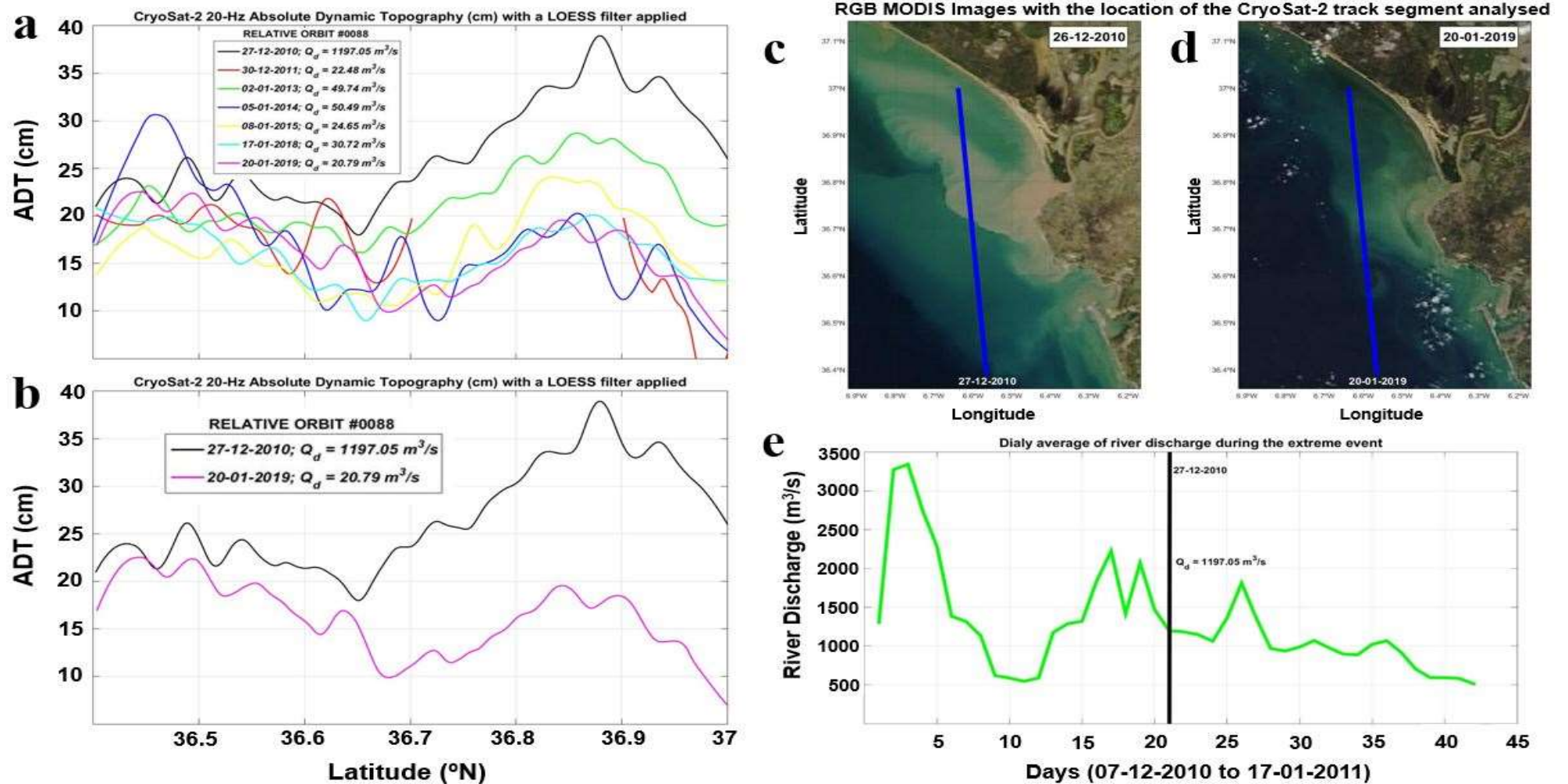


Figura 4.1. Valores de ADT a 20 Hz a lo largo de la traza de órbita relativa #0088 durante el periodo de estudio (a). Se comparan valores máximo y mínimo correspondientes a los años 2010 y 2019, respectivamente (b). También se muestra el caudal medio diario de descarga de cada día seleccionado. Imágenes ópticas RGB MODIS un día antes de la fuerte descarga analizada (c) y el día de caudal mínimo de descarga (d), con el segmento de traza de CryoSat-2 (línea azul) analizado. El promedio diario de descargas del río Guadalquivir durante el evento extremo de 2010/11 se muestra en (e).

4.2.1.2. Órbita Relativa #0153

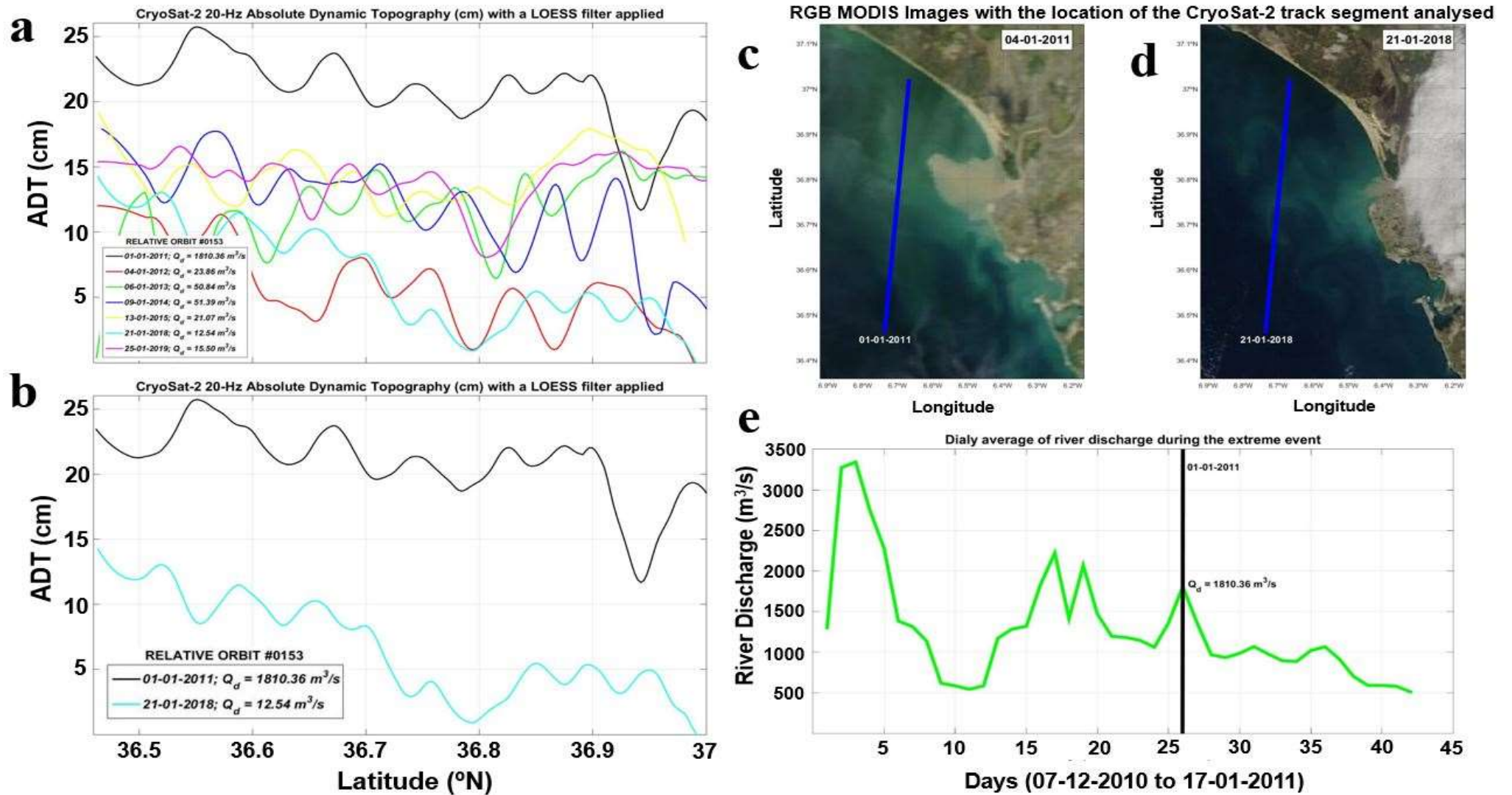


Figura 4.2. Ídem que la figura 4.1 para la órbita relativa #0153. Se comparan los años 2011 (valores máximos) y 2018 (mínimos). Imágenes ópticas tres días después de la fuerte descarga analizada y el día de descarga mínima.

4.2.1.3. Órbita Relativa #1319

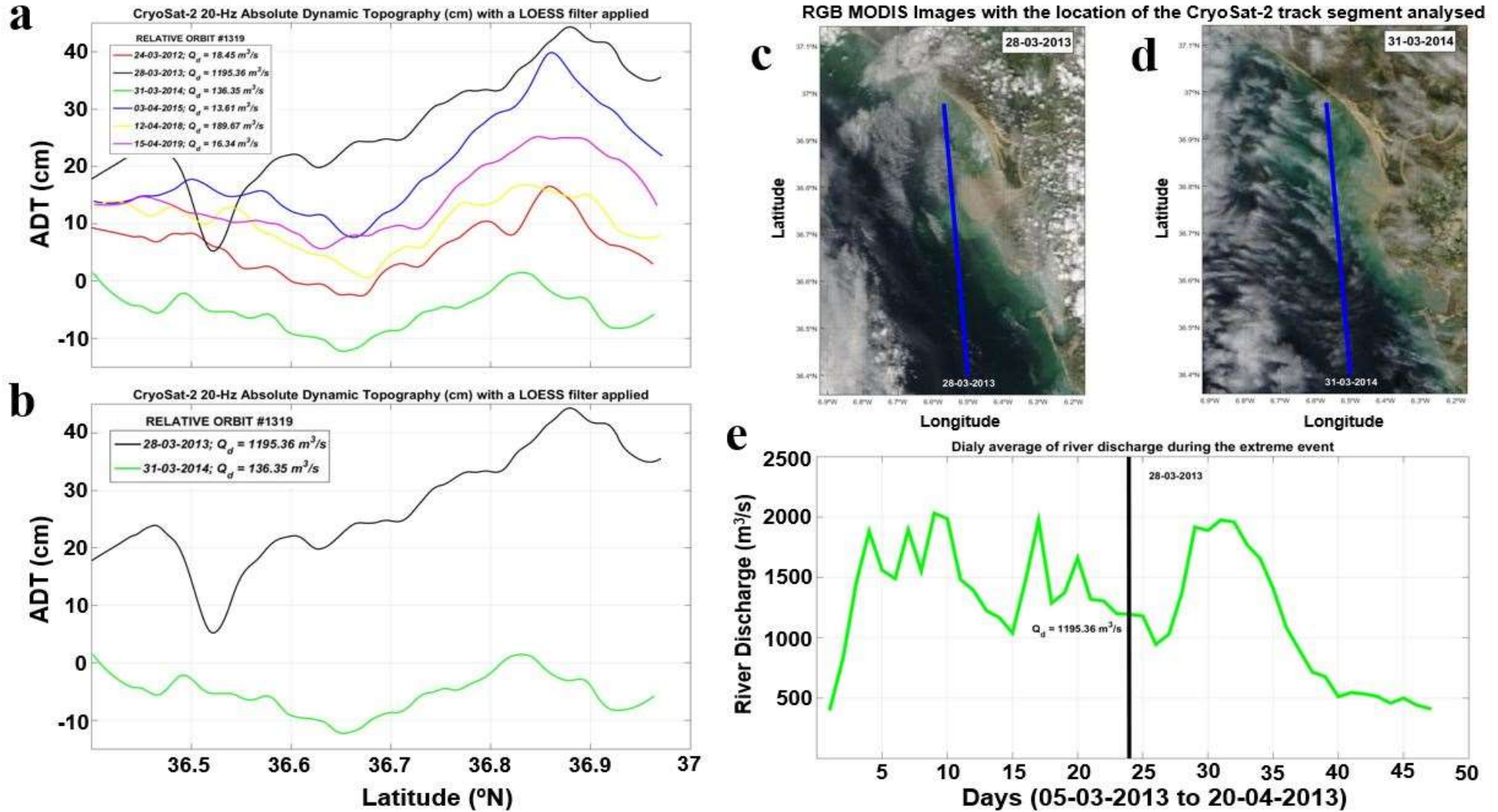


Figura 4.3. Ídem que la figura 4.1 para la órbita relativa #1319. Se comparan los años 2013 (valor máximo) y 2014 (mínimo). Imágenes ópticas el día de la fuerte descarga y el día de mínimos valores de ADT.

4.2.1.4. Órbita Relativa #1384

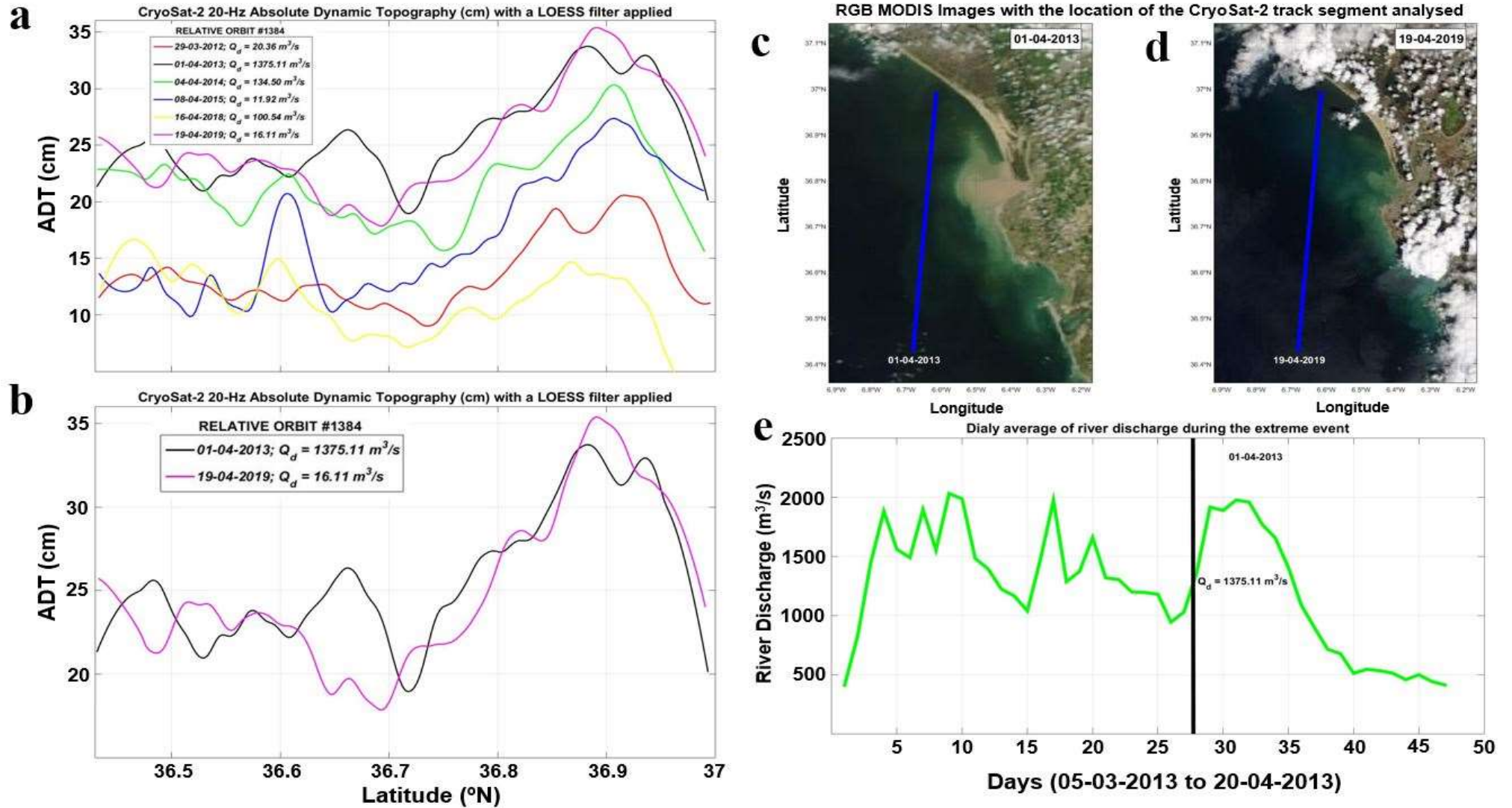


Figura 4.4. Ídem que la figura 4.1 para la órbita relativa #1384. Se comparan los años 2013 y 2019 (valores máximos de ADT). Imágenes ópticas el día de la fuerte descarga y el día de descarga inferior.

Meade y Emery (1971) exponen que las descargas de ríos podrían explicar entre un 20% y un 31% de las variaciones anuales del nivel del mar en la costa atlántica de Estados Unidos. No obstante, esta correlación entre la descarga del río y el nivel del mar decrece para escalas de tiempo de 5 a 10 años (Piecuch et al., 2018). La variabilidad del nivel del mar en el Atlántico Norte y en el Mar Mediterráneo a escalas anuales está dominada principalmente por cambios en la altura estérica asociada con la expansión térmica de la columna de agua debido a la ganancia y pérdida de calor a través de la capa superficial del océano -componente termostérica- y, en menor medida, con la contracción halina de la columna de agua debido a cambios en la salinidad -componente halostérica- (Laiz et al., 2013; Criado-Aldeanueva et al., 2008; García-Lafuente et al., 2004). Además, cambios en la presión atmosférica -influenciados principalmente por la Oscilación del Atlántico Norte, NAO- y el efecto de vientos también generan cambios sobre el nivel del mar en las zonas de estudio (Woolf et al., 2003; Criado-Aldeanueva et al., 2006). Todos estos procesos -o al menos alguno de ellos- podrían estar induciendo una cierta variabilidad en el nivel del mar -valores de ADT- de cada cuenca durante el periodo de estudio analizado -2010 a 2019-, por lo que sería conveniente tenerlos en cuenta en ambas zonas de estudio.

4.2.2. Fuertes descargas del río Ebro

De la misma forma que para el río Guadalquivir, los eventos de fuertes descargas en el estuario del río Ebro se detectan a partir de elevaciones en el nivel del mar en el propio estuario y zonas costeras adyacentes -en término de mayores valores de ADT-. Como anteriormente, de los 4 casos estudiados (Figuras 4.5, 4.6, 4.7, 4.8), únicamente para la órbita relativa #0732 (Figura 4.6) no se observan mayores valores de ADT para el día de la mayor descarga -15/02/2013, $Q_d = 1393 \text{ m}^3/\text{s}$ -; apreciándose las mayores elevaciones del nivel del mar para la fecha coincidente con la mínima descarga analizada -06/03/2019, $Q_d = 396 \text{ m}^3/\text{s}$ -.

Además, se puede observar como en la cuenca mediterránea, la señal dinámica -ADT- presenta valores negativos, lo que significa que el nivel del mar se encuentra bajo la superficie equipotencial de referencia -geoide-.

4.2.2.1. Órbita Relativa #0638

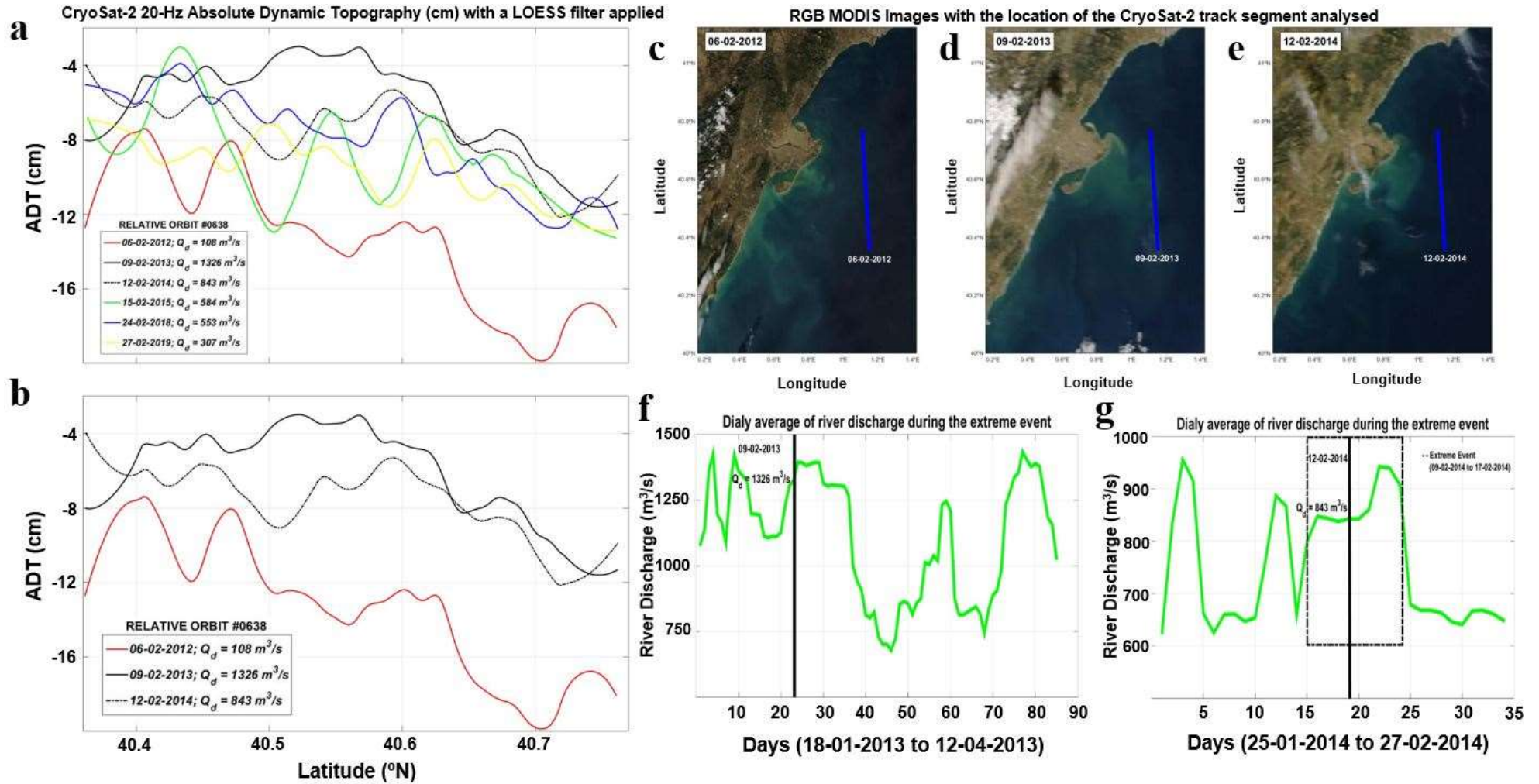
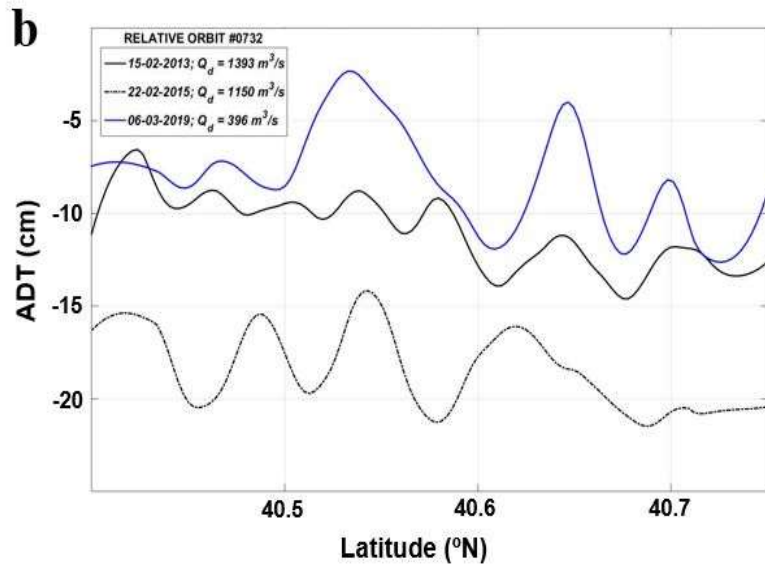
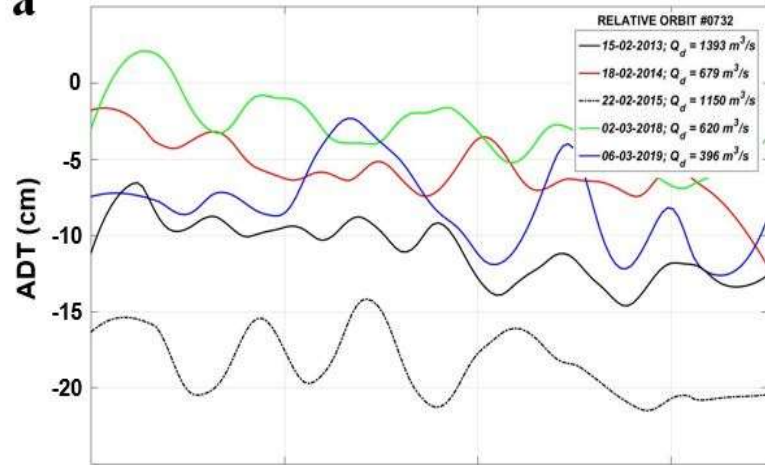


Figura 4.5. Valores de ADT a 20 Hz a lo largo de la traza de órbita relativa #0638 durante el periodo de estudio (a). Se comparan valores máximos y mínimo correspondientes a los años 2013, 2014 y 2012, respectivamente (b). También se muestra el caudal medio diario de descarga de cada día seleccionado. Imágenes ópticas RGB MODIS el día de caudal inferior de descarga (c) y los días de fuertes descargas (d, e), con el segmento de traza de CryoSat-2 (línea azul) analizado. Se incluye el promedio diario de descargas del río Ebro durante el evento extremo de 2013 (f) y de 2014 (g).

4.2.2.2. Órbita Relativa #0732

a CryoSat-2 20-Hz Absolute Dynamic Topography (cm) with a LOESS filter applied



RGB MODIS Images with the location of the CryoSat-2 track segment analysed

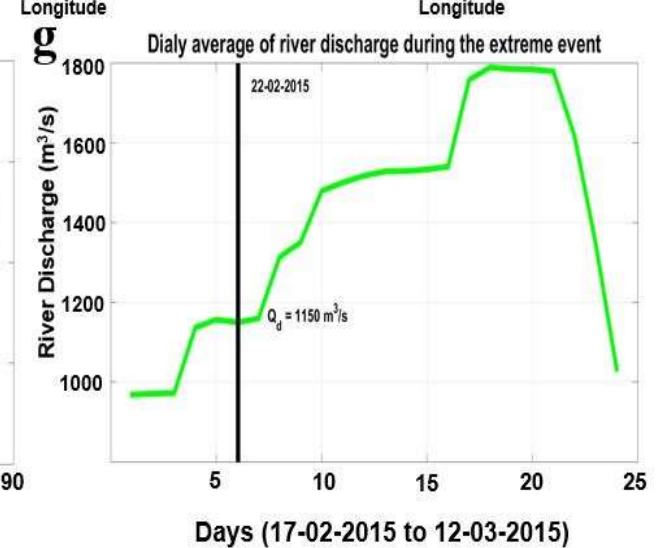
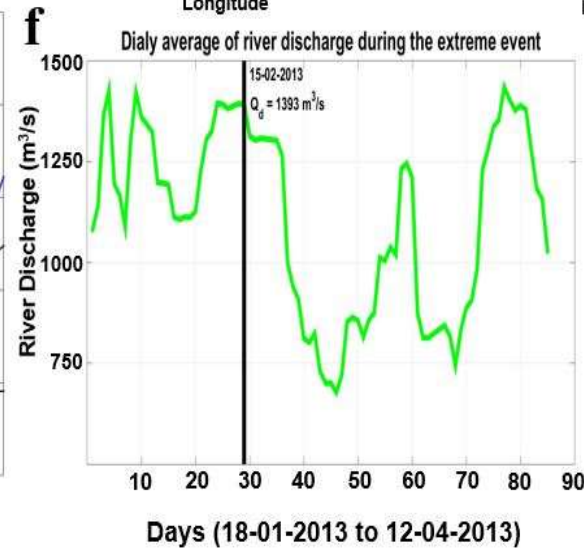
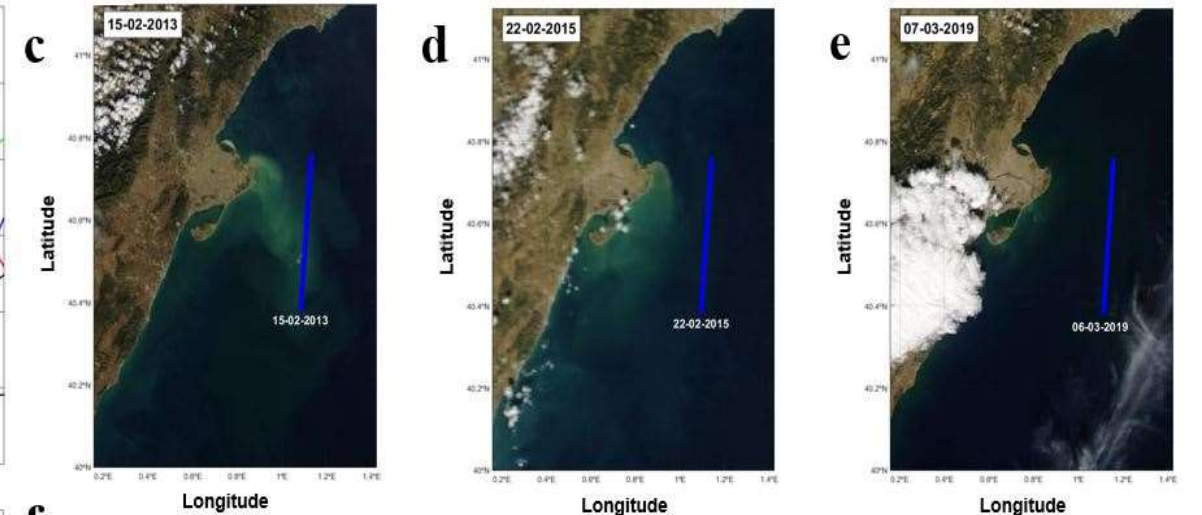


Figura 4.6. Ídem que la figura 4.5 para la órbita relativa #0732. Se comparan valores mínimos de ADT para los eventos de fuertes descargas de los años 2013 y 2015 con valores superiores de ADT para las condiciones normales de descarga del año 2019. Imágenes ópticas los días de fuertes descargas y un día después del día de caudal inferior de descarga.

4.2.2.3. Órbita Relativa #1152

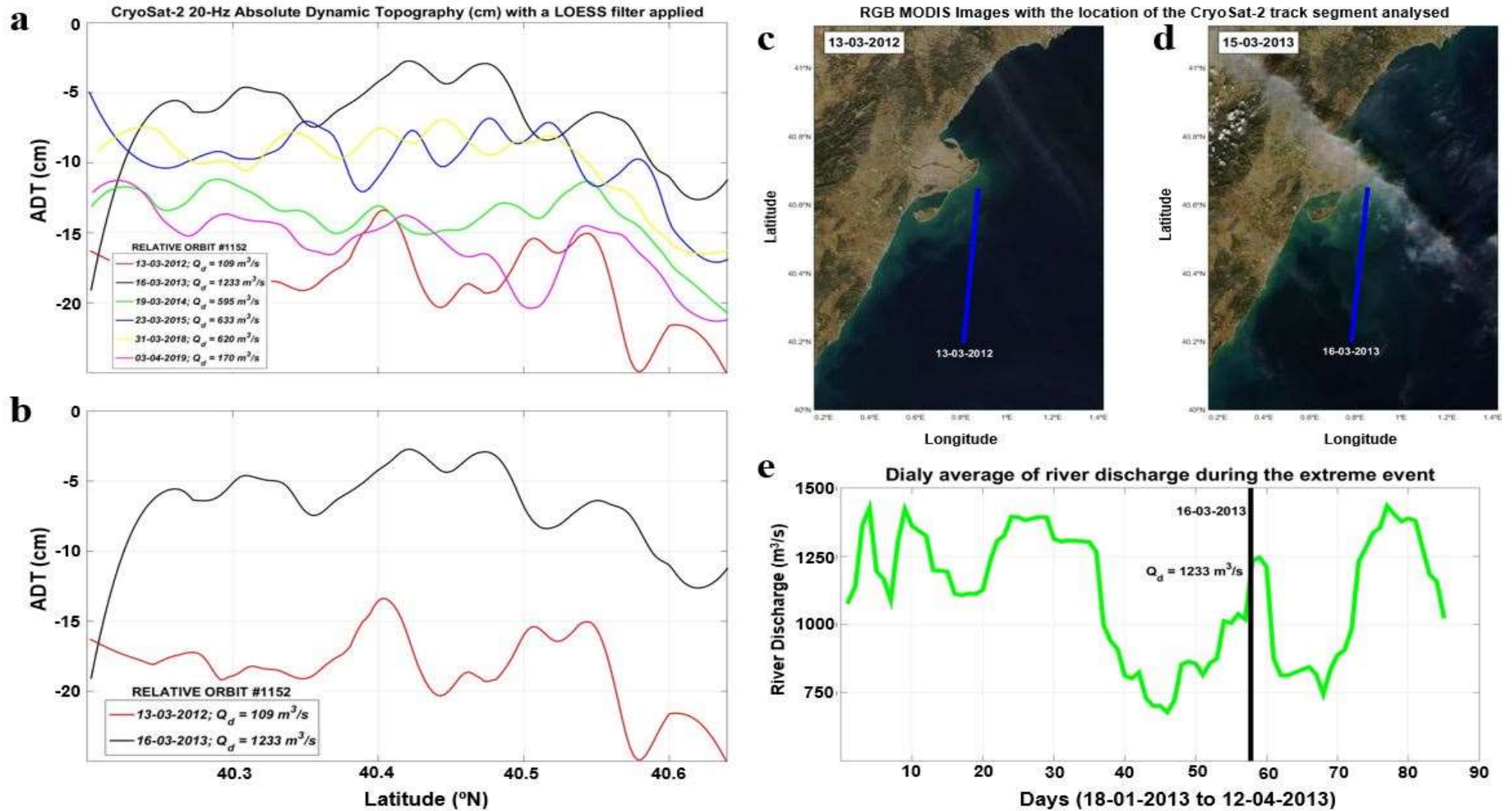


Figura 4.7. Ídem que la figura 4.5 para la órbita relativa #1152. Se comparan valores máximos (año 2013) con mínimos (año 2012) de ADT. Imágenes ópticas el día de caudal de descarga mínimo y un día antes a la fuerte descarga analizada.

4.2.2.4. Órbita Relativa #1478

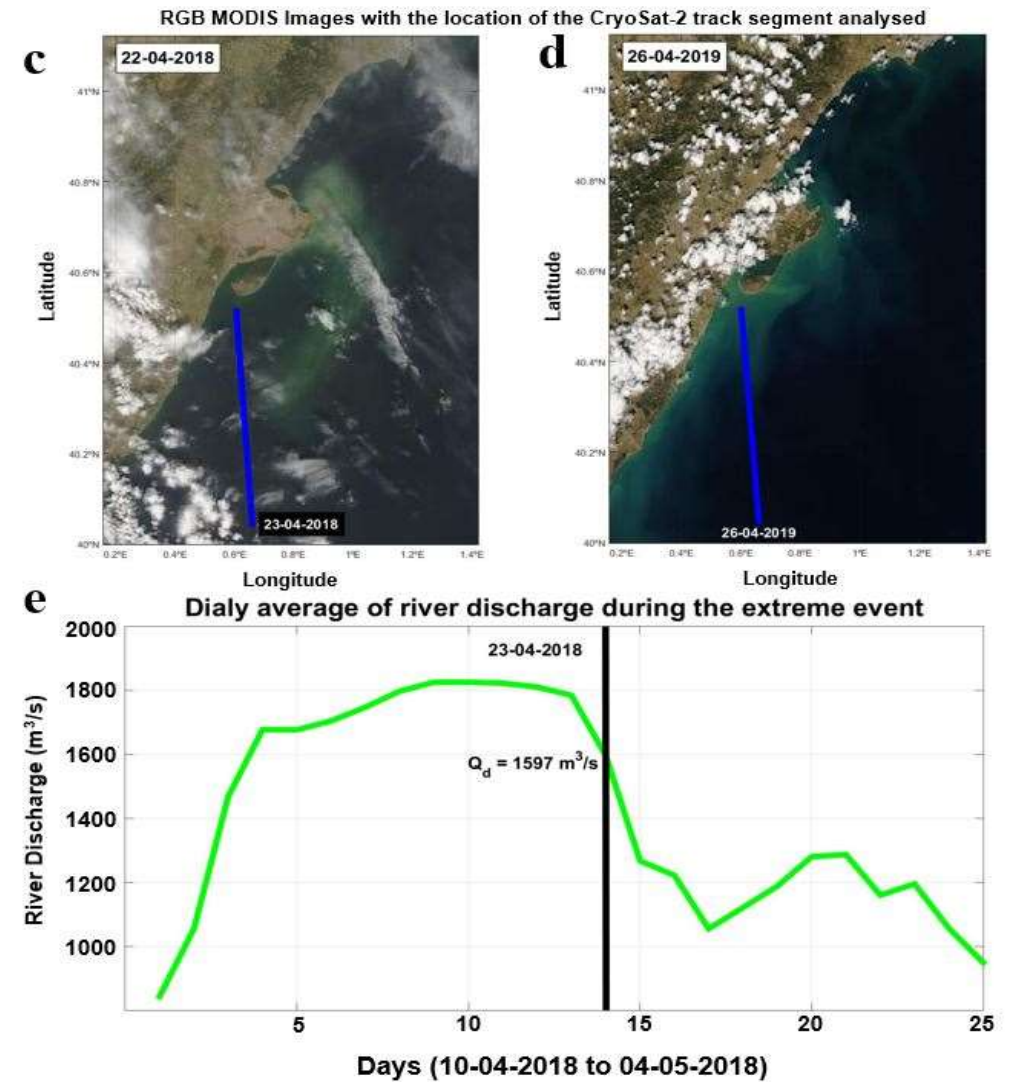
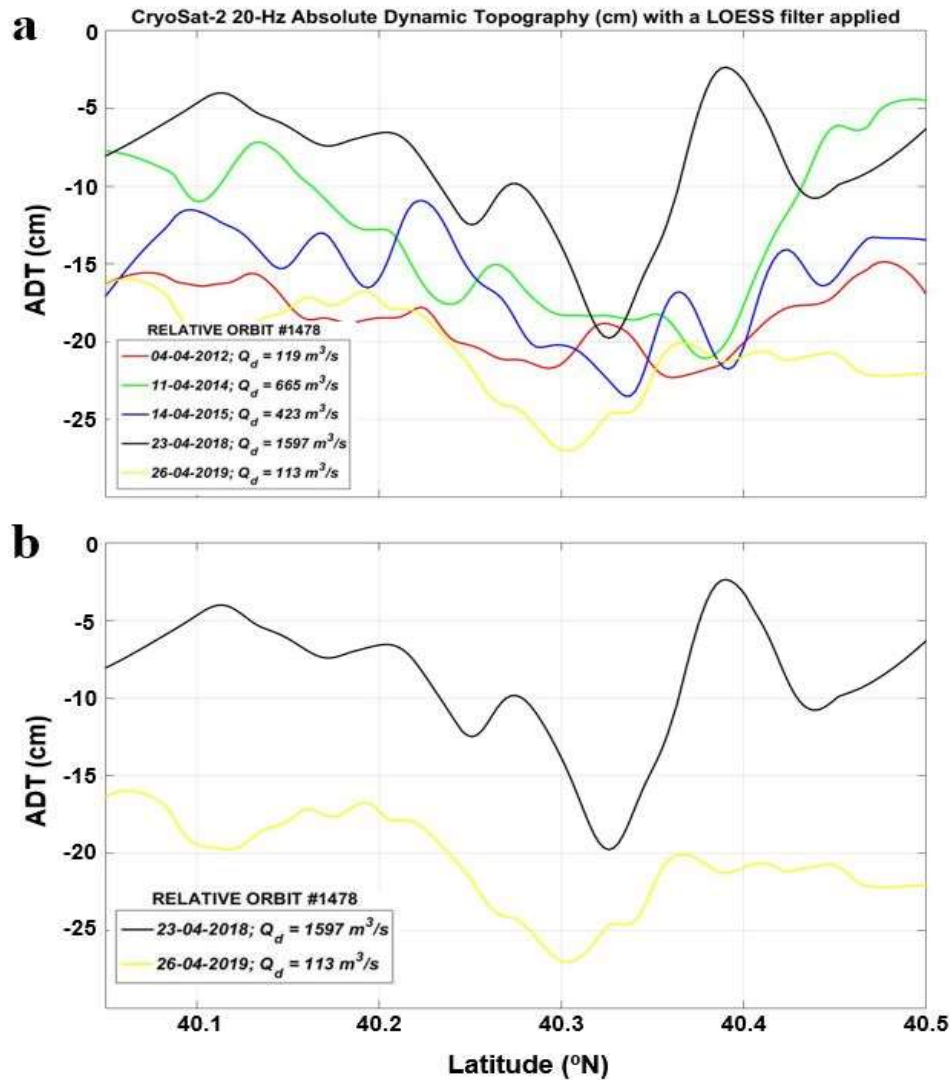


Figura 4.8. Ídem que la figura 4.5 para la órbita relativa #1478. Se comparan valores máximos (año 2018) y mínimos (año 2019) de ADT. Imágenes ópticas un día antes de la fuerte descarga analizada y el día del caudal de descarga mínimo.

4.3.Observaciones de las órbitas relativas #1384 y #0732

El producto altimétrico de CryoSat-2 ha permitido la detección de 6 de los 8 eventos de fuertes descargas de los ríos Guadalquivir y Ebro estudiados, al observarse un abultamiento del nivel del mar en latitudes coincidentes con la desembocadura de los ríos y zonas costeras adyacentes potencialmente influenciadas por las plumas de descargas -según el análisis de imágenes ópticas RGB MODIS y mapas de SST-. Solo en dos casos (véanse las Figuras 4.4 y 4.6) se observan mayores valores de ADT en días de descargas inferiores.

La relación entre las descargas de ríos y el nivel del mar sobre la plataforma continental adyacente a las desembocaduras de estos es significativa y causal, según expone Piecuch et al. (2018). Sin embargo, esta relación disminuye considerablemente con la distancia a costa. De la misma forma que eventos de fuertes descargas pueden afectar, en cierto modo, sobre condiciones oceanográficas -p.e. sobre la circulación oceánica regional-, ciertos procesos físicos -oceanográficos y meteorológicos- pueden influir sobre las plumas de descargas de agua dulce provocando, por ejemplo, el confinamiento de éstas en costa. Que afecte uno sobre otro dependerá de la magnitud y las condiciones de ambos. Estos procesos físicos (véase sección 4.2) permiten explicar variaciones en el nivel del mar a lo largo de la línea de costa.

Para los dos casos que se analizan en esta sección, se comparan trazas del año 2013 con el año 2019 -además, para la órbita relativa #0732 se incluye el año 2015-; y coincide que el segmento de traza analizado se encuentra en ambos casos lejos de la zona potencialmente influenciada por las fuertes descargas (véanse las Figuras 4.4.c; 4.6.c; 4.6.d), por lo que los valores de ADT calculados podrían no estar reflejando del todo el cambio local o regional causado por la gran descarga sino que mostrarían la evolución anual -desde 2013 a 2019- del nivel del mar en ambas zonas adyacentes a las respectivas desembocaduras. Además, debido al ciclo orbital de CryoSat-2 -369 días- se podría incluso estar reflejando, en parte, las variaciones estacionales en el nivel del mar en ambas zonas costeras a causa de diferentes agentes físicos actuando sobre éstas. Para un mejor entendimiento de los procesos que podrían estar actuando sobre las diferentes cuencas en los distintos días y años, se representan mapas de SST para las fechas de las pasadas de CryoSat-2 analizadas cuando el caudal de descarga es máximo y mínimo.

En la Figura 4.9 se aprecian las diferencias entre los dos modos de circulación superficial en el Golfo de Cádiz. El día de la fuerte descarga, el 01/04/2013 (Figura 4.9.a) está teniendo lugar el modo de circulación anticiclónica; donde el Frente de Huelva penetra desde latitudes noroccidentales hasta surorientales, dejando una lengua de aguas superficiales frías (Criado-Aldeanueva et al. 2009) de gran magnitud que impide el desarrollo de la pluma de descarga, confinándola en costa. Por el contrario, a finales de abril del año 2019 (Figura 4.9.b) la circulación está cambiando a ciclónica conforme avanza la primavera, caracterizada por la contracorriente costera de aguas cálidas sobre la zona oriental más interna del Golfo de Cádiz (Criado-Aldeanueva et al., 2006). Diversos autores relacionan estos modos de circulación directamente con el régimen local de vientos, en tanto que la circulación ciclónica ocurrirá debido a vientos de levante y la anticiclónica a causa de eventos de poniente, aunque este patrón no siempre se cumple.

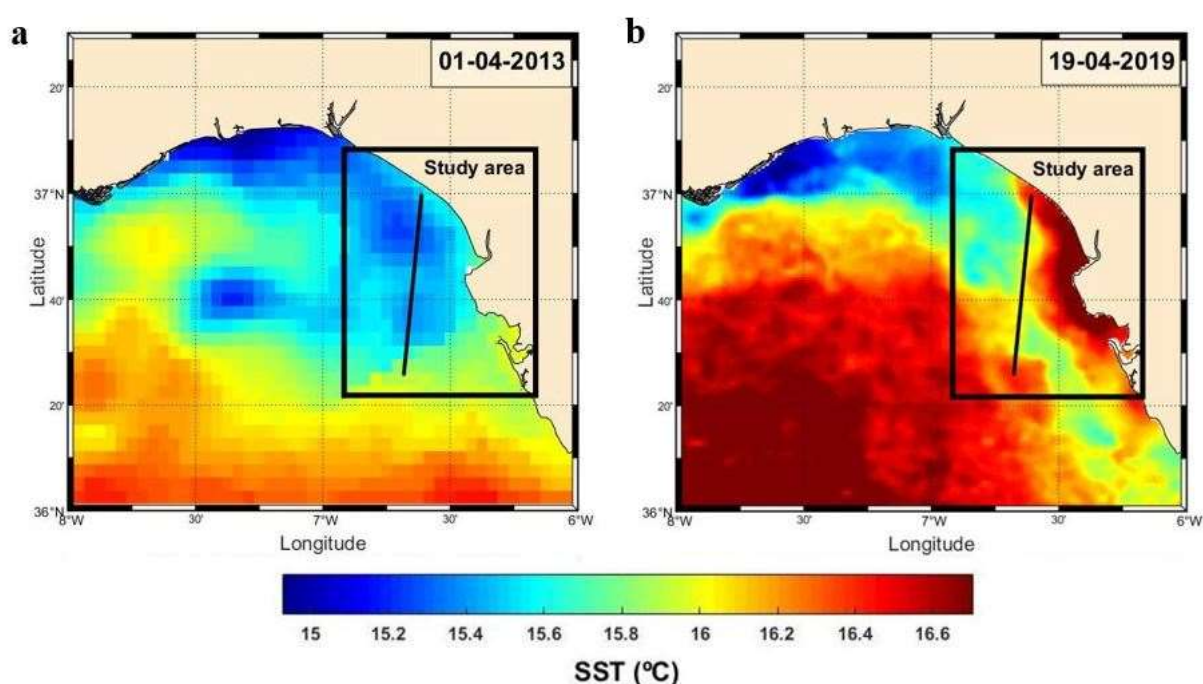


Figura 4.9. Valores de SST en el Golfo de Cádiz para los días 01/04/2013 (a) y 19/04/2019 (b). Se añade el segmento de traza de CryoSat-2 analizado (línea negra) para los mismos días, correspondiente a la órbita relativa #1384. El rectángulo negro indica el área de estudio seleccionada.

Bajo estas condiciones, la traza de CryoSat-2 pasa sobre aguas superficiales frías y alejada de la influencia potencial de la gran descarga el día 01/04/2013; mientras que el día 19/04/2019 las mismas aguas costeras presentan mayores temperaturas -más de 1 °C-. Esta diferencia de

SST podría estar afectando sobre los valores de ADT, según la relación entre ambas variables explicada en la sección 4.1.

En la Figura 4.10.a y 4.10.b se observan plumas de descargas típicas de invierno sobre la plataforma continental mediterránea adyacente, donde el flujo de agua dulce se encuentra a temperaturas inferiores respecto a las masas de agua mediterránea. Frente a estas, en la Figura 4.10.c se aprecian valores superiores de SST -más de 3 °C-, más característicos de la entrada de la primavera, y que no se ven alterados por una fuerte descarga de agua dulce. En el Mediterráneo, la marcada estacionalidad en los valores de SST se debe principalmente al efecto de los flujos de calor aire-mar y, en menor medida, tierra-mar (Shaltout y Omstedt, 2014). Así, en febrero de 2013 (Figura 4.10.a) sopla el Mistral -del noroeste- (<http://www.puertos.es/>) y la pluma superficial fría es desplazada hacia el sureste, coincidiendo los máximos valores de ADT para latitudes más bajas (Figura 4.6.b). Para febrero de 2015 (Figura 4.10.b) predominan fuertes vientos del este (<http://www.puertos.es/>), confinando la pluma a lo largo de la costa valenciana, donde se observan las menores temperaturas. Los valores de ADT calculados para esta fecha (Figura 4.6.b) permanecen bajos y constantes, ya que la traza pasa por una zona fría y alejada de la influencia de la fuerte descarga. Debido a su ciclo de repetición, CryoSat-2 pasa por la misma zona el 6 de marzo de 2019. Además de ser una fecha más próxima al inicio de la primavera, 2019 resulta ser, en términos generales, un año más cálido que 2013 y 2015 (www.meteocarlet.com); por lo que se observan valores más elevados de SST en el área de estudio (Figura 4.10.c), traduciéndose en elevaciones de ADT en latitudes coincidentes (Figura 4.6.b). La inexistencia de eventos de fuertes descargas para este año permite apreciar (Figura 4.10.c) la lengua de aguas superficiales más frías procedentes del Golfo de León en mar abierto (Shaltout y Omstedt, 2014), mientras que en zonas costeras se mantienen temperaturas superficiales más cálidas.

Al igual que para la órbita relativa #1384, las distintas fechas en las que se comparan valores de ADT se dan condiciones oceanográficas y atmosféricas diferentes que alteran la temperatura superficial costera, pudiendo afectar sobre el nivel del mar en las zonas de estudio; no obstante, para corroborar lo expuesto anteriormente sería necesario profundizar en un estudio más completo de los mecanismos de forzamiento de circulación oceánica y atmosférica.

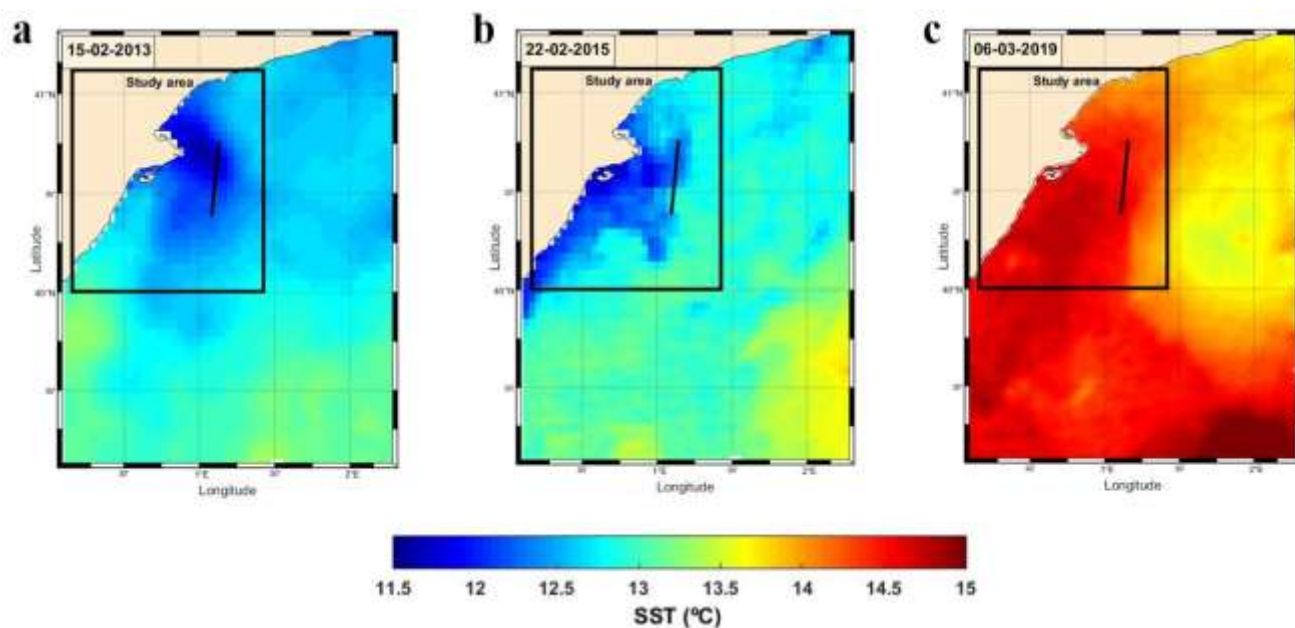


Figura 4.10. Valores de SST en la subcuena mediterránea Liguro-Provençal-Catalana occidental para los días 15/02/2013 (a), 22/02/2015 (b) y 06/03/2019 (c). Se añade el segmento de traza de CryoSat-2 analizado (línea negra) para los mismos días, correspondiente a la órbita relativa #0732. El rectángulo negro indica el área de estudio seleccionada.

5. CONCLUSIONES

A partir del análisis de los datos altimétricos generados a partir de las 8 órbitas relativas estudiadas -y un total de 48 fechas- a lo largo de los años 2010 y 2019; y teniendo en cuenta los objetivos planteados para el presente estudio se han obtenido las siguientes conclusiones:

- Los productos altimétricos de SIRAL a bordo del satélite CryoSat-2 en modo SAR han permitido la detección de eventos de fuertes descargas en los estuarios de los ríos Guadalquivir y Ebro y zonas costeras adyacentes; a pesar de que la orientación de las trazas -aquellas ascendentes, en el Guadalquivir; y descendentes en el Ebro- no es del todo idónea, al ser prácticamente paralelas a costa.
- Durante los episodios de fuertes descargas, el agua dulce reduce los niveles de salinidad en la capa superficial dando lugar a una elevación en el nivel del mar, como se observa en 6 de los 8 casos de estudio. No obstante, esta relación entre la fuerte descarga de agua dulce y la elevación del nivel del mar en la plataforma continental adyacente a las desembocaduras de grandes ríos -escala regional- no se aprecia para las órbitas relativas

#1384 y #0732. En ambos casos, la traza de CryoSat-2 está alejada de la zona potencialmente influenciada por la fuerte descarga. Entonces, la variabilidad en el nivel del mar observada en ambas zonas costeras viene dada, principalmente, por procesos oceanográficos y/o atmosféricos de mayores magnitudes. Por tanto, para estudios futuros, se sugiere un análisis de estos procesos físicos que, en mayor medida, inducen variabilidad en el nivel del mar costero para los días concretos de las órbitas relativas mencionadas.

- La metodología llevada a cabo para la elaboración de bases de datos altimétricos y el procesamiento de éstos ha resultado ser eficaz para el estudio de eventos de fuertes descargas, al observarse la coherencia en los datos de ADT calculados, incluso en situaciones desfavorables. Las imágenes ópticas RGB MODIS y los mapas de SST han sido complementos útiles para la discusión de los resultados. No obstante, de la misma manera que se llevó a cabo en estudios previos para el estuario del río Guadalquivir y otras zonas costeras del mundo, se recomienda el proceso de validación de los datos de ADT generados en el estuario del río Ebro y zonas costeras adyacentes, mediante la comparación con medidas *in situ* del nivel del mar. En su defecto, también podría resultar interesante poder contar con datos de salinidad superficial -SSS- a escalas espaciales óptimas para el estudio en costa.

- Se concluye destacando la contribución de este trabajo a la evaluación de la calidad de la altimetría SAR más próxima a costa. La metodología desarrollada -junto con las propuestas de mejora- puede replicarse en otras zonas costeras adyacentes a estuarios de grandes ríos con el fin de evaluar esta técnica a modo global, en términos de calidad y cantidad de datos en función de la distancia a costa.

6. REFERENCIAS

- Acevo Herrera, R. 2011. «Sistemas de teledetección activos y pasivos embarcados en sistemas aéreos no tripulados para la monitorización de la tierra. Universitat Politècnica de Catalunya.»
- Alvarez, Oscar, B. Tejedor, y J. Vidal. 2001. «La dinámica de marea en el estuario del Guadalquivir: Un caso peculiar de “resonancia antrópica”». *Física de la tierra*, n.º 13: 11-24. doi:10.5209/rev_FITE.2001.n13.12748.
- Arnau, Pedro, Camino Liqueste, y Miquel Canals. 2004. «River mouth plume events and their dispersal in the northwestern Mediterranean Sea». *Oceanography* 17 (3): 22-31. doi:10.5670/oceanog.2004.27.
- AVISO. 2017. «Hidrology and Altimetry».
https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/kiosque/education/Alti-hydro-modellers_es.pdf.
- Bent, R.B., S.K. Llewellyn, G. Nesterchuk, y P. Schmid. 1975. «The development of a highly-successful worldwide empirical ionospheric model and its use in certain aspects of space communications and world-wide total electron content investigations. In: Goodman, J.M. (Ed.) Effect of the Ionosphere on Space Systems and».
- Bonnefond, P., B. J. Haines, y C. Watson. 2011. «In situ Absolute Calibration and Validation: A Link from Coastal to Open-Ocean Altimetry». *Coastal Altimetry*, 259-296.
- Bouali, Marouan, y Alexander Ignatov. 2014. «Adaptive reduction of striping for improved sea surface temperature imagery from Suomi National Polar-Orbiting Partnership (S-NPP) Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS)». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 31 (1): 150-163. doi:10.1175/JTECH-D-13-00035.1.
- Bouffard, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, y Y. Menard. 2008. «Exploiting the potential of an improved multimission altimetric data set over the coastal ocean». *Geophysical Research Letters* 35 (10): 1-6. doi:10.1029/2008GL033488.
- Bouffard, Jérôme, Ananda Pascual, Simón Ruiz, Yannice Faugère, y Joaquín Tintoré. 2010.

- «Coastal and mesoscale dynamics characterization using altimetry and gliders: A case study in the Balearic Sea». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115 (10): 1-17. doi:10.1029/2009JC006087.
- Buckingham, C. E., y P. C. Cornillon. 2013. «The contribution of eddies to striations in absolute dynamic topography». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118 (1): 448-461. doi:10.1029/2012JC008231.
- Calafat, F., Cipollini, P., Bouffard, J., Snaith, H., Féménias, P. 2017. «Evaluation of new CryoSat-2 products over the ocean». *Remote Sensing of Environment* Volume 191: 131-134.
- Cameron, W. M., y D. W. Pritchard. 1963. «Estuaries. In The Sea, vol 2. John Wiley and Sons.» 2.
- Cartwright, D.E., y R.D. Ray. 1990. «Oceanic tides from Geosat altimetry». *JGR Oceans* Volume 95 (C3): 3069-3090. doi:https://doi.org/10.1029/JC095iC03p03069.
- Cleveland, W. S., y S. J. Devlin. 1988. «Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting». *Journal of the American Statistical Association* Volume 83 (403): Pages 596-610.
- Criado-Aldeanueva, F., J. Del Río, y J. García-Lafuente. 2008. «Steric and mass-induced Mediterranean sea level trends from 14 years of altimetry data». *Global and Planetary Change* 60 (3-4): 563-575.
- Criado-Aldeanueva, F., J. Garcia-Lafuente, G. Navarro, y J. Ruiz. 2009. «Seasonal and interannual variability of the surface circulation in the eastern Gulf of Cadiz (SW Iberia)». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114 (1): 1-11. doi:10.1029/2008JC005069.
- Criado-Aldeanueva, F., J. García-Lafuente, J.M. Vargas, J. Del Río, A. Sánchez, J. Delgado, y J.C. Sánchez. 2006. «Wind induced variability of hydrographic features and water masses distribution in the Gulf of Cadiz (SW Iberia) from in situ data». *Journal of Marine Systems* Volume 63 (Issues 3–4): 130-140.
- Criado-Aldeanueva, Francisco, Jesús García-Lafuente, Juan Miguel Vargas, Jorge Del Río, A. Vázquez, A. Reul, y A. Sánchez. 2006. «Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations». *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies*

- in Oceanography* 53 (11-13): 1144-1160. doi:10.1016/j.dsr2.2006.04.012.
- Díez-Minguito, M., A. Baquerizo, M. Ortega-Sánchez, G. Navarro, y M. A. Losada. 2012. «Tide transformation in the Guadalquivir estuary (SW Spain) and process-based zonation». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117 (3): 1-14. doi:10.1029/2011JC007344.
- Dinardo, Salvatore. 2013. «ESRIN-ESA-Guideline for the SAR (Delay-Doppler) L1b Processing Issue 2 Revision 3 Date of Issue Status Approved/Applicable Document Type TN Distribution». www.esa.int.
- Esaias, Wayne E., Mark R. Abbott, Ian Barton, Otis B. Brown, Janet W. Campbell, Kendall L. Carder, Dennis K. Clark, et al. 1998. «An overview of MODIS capabilities for ocean science observations». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (4): 1250-1265. doi:10.1109/36.701076.
- European Space Agency, y Mullar Space Science Laboratory. 2012. «CryoSat Product Handbook» DLFE-3605 (April): 101. https://earth.esa.int/c/document_library/get_file?folderId=125272&name=DLFE-3605.pdf.
- Fenoglio-Marc, L., S. Dinardo, R. Scharroo, A. Roland, M. Dutour Sikiric, B. Lucas, M. Becker, J. Benveniste, y R. Weiss. 2015. «The German bight: A validation of CryoSat-2 altimeter data in SAR mode». *Advances in Space Research* 55 (11). COSPAR: 2641-2656. doi:10.1016/j.asr.2015.02.014.
- Font, J., E. Garcia-Ladona, y E. G. Gorriz. 1995. «The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several years of evidence». *Oceanologica Acta* 18 (2): 207-219.
- Font, J., J. Salat, y A. Julià. 1990. «Marine circulation along the Ebro continental margin». *Marine Geology* 95 (3-4): 165-177. doi:[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90114-Y](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90114-Y).
- Fu, L. L., y A. Cazenave. 2001. *Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications*.
- García-Lafuente, J., Jorge Del Río, E. Alvarez Fanjul, D. Gomis, y J. Delgado. 2004. «Some aspects of the seasonal sea level variations around Spain». *Journal of Geophysical*

Research C: Oceans 109 (9): 1-9. doi:10.1029/2003JC002070.

- García-Lafuente, Jesús, Javier Delgado, Francisco Criado-Aldeanueva, Miguel Bruno, Jorge del Río, y Juan Miguel Vargas. 2006. «Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cádiz». *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53 (11-13): 1182-1197. doi:10.1016/j.dsr2.2006.04.011.
- García-Lafuente, Jesús, Javier Delgado, Gabriel Navarro, Concepción Calero, Manuel Díez-Minguito, Javier Ruiz, y José C. Sánchez-Garrido. 2012. «About the tidal oscillations of temperature in a tidally driven estuary: The case of Guadalquivir estuary, southwest Spain». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 111. Elsevier Ltd: 60-66. doi:10.1016/j.ecss.2012.06.007.
- García, M. A., y A. Ballester. 1984. «Notas acerca de la meteorología y la circulación local en la región del delta del Ebro».
- Gómez-Enri, J., A. Aboitiz, B. Tejedor, y P. Villares. 2012. «Seasonal and interannual variability in the Gulf of Cadiz: Validation of gridded altimeter products». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 96 (1). Elsevier Ltd: 114-121. doi:10.1016/j.ecss.2011.10.013.
- Gómez-Enri, J., R. Escudier, A. Pascual, y R. Mañanes. 2015. «Heavy Guadalquivir River discharge detection with satellite altimetry: The case of the eastern continental shelf of the Gulf of Cadiz (Iberian Peninsula)». *Advances in Space Research* 55 (6): 1590-1603. doi:10.1016/j.asr.2014.12.039.
- Gómez-Enri, J., S. Vignudelli, P. Cipollini, J. Coca, y C. J. González. 2017. «Validation of CryoSat-2 SIRAL sea level data in the eastern continental shelf of the Gulf of Cadiz (Spain)». *Advances in Space Research* 62 (6): 1405-1420. doi:10.1016/j.asr.2017.10.042.
- González-Ortegón, E., M. D. Subida, J. A. Cuesta, A. M. Arias, C. Fernández-Delgado, y P. Drake. 2010. «The impact of extreme turbidity events on the nursery function of a temperate European estuary with regulated freshwater inflow». *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87 (2): 311-324. doi:10.1016/j.ecss.2010.01.013.
- González-Ortegón, Enrique, y Pilar Drake. 2012. «Effects of freshwater inputs on the lower trophic levels of a temperate estuary: Physical, physiological or trophic forcing?» *Aquatic Sciences* 74 (3): 455-469. doi:10.1007/s00027-011-0240-5.

- Guijarro, Juan, Rosalia Santoleri, Bruno Buongiorno Nardelli, Leonardo Borgarelli, Renato Croci, Roberto Venturini, Giovanni Alberti, Augusto Caramagno, y Fabrizio Pirondini. 2003. «Innovative radar altimeter concepts». *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* 2 (C): 1080-1082. doi:10.1109/igarss.2003.1294017.
- Gumley, Liam. 2010. «Creating Reprojected True Color MODIS Images : A Tutorial». *space Science and engineering center, university of Wisconsin-Madison* 2010 (January): 1-17.
- Laiz, I., J. Gómez-Enri, B. Tejedor, A. Aboitiz, y P. Villares. 2013. «Seasonal sea level variations in the gulf of Cadiz continental shelf from in-situ measurements and satellite altimetry». *Continental Shelf Research* 53: 77-88. doi:10.1016/j.csr.2012.12.008.
- Meade, Robert H., y K. O. Emery. 1971. «Sea Level as Affected by River Runoff, Eastern United States». *Science* 173 (3995): 425-428.
- Mestress, Marc, Joan Pau Sierra, Agustín Sánchez-Arcilla, Julio González Del Río, Thomas Wolf, Andrés Rodríguez, y Sylvain Ouillon. 2003. «Modelling of the Ebro River plume. Validation with field observation». *Scientia Marina* 67 (4): 379-391. doi:10.3989/scimar.2003.67n4379.
- Navarro, Gabriel, Isabel Emma Huertas, Eduardo Costas, Susana Flecha, Manuel Díez-Minguito, Isabel Caballero, Victoria López-Rodas, Laura Prieto, y Javier Ruiz. 2012. «Use of a real-time remote monitoring network (RTRM) to characterize the Guadalquivir estuary (Spain)». *Sensors* 12 (2): 1398-1421. doi:10.3390/s120201398.
- NOAA. 2017. «How are satellites used to observe the ocean? National Ocean Service website.» <https://oceanservice.noaa.gov/facts/satellites-ocean.html>.
- Nóvoa, Diego. 2017. «Characterization of the main Iberian Peninsula and French Atlantic turbid plumes using MODIS satellite data».
- OSPAR Commission, London. 2000. «Quality Status Report 2000: Region IV–Bay of Biscay and Iberian Coast», 134. OSPAR Commission.
- Passaro, Marcello, Salvatore Dinardo, Graham D. Quartly, Helen M. Snaith, Jérôme Benveniste, Paolo Cipollini, y Bruno Lucas. 2016. «Cross-calibrating ALES Envisat and CryoSat-2 Delay-Doppler: A coastal altimetry study in the Indonesian Seas». *Advances in Space Research* 58 (3): 289-303. doi:10.1016/j.asr.2016.04.011.

- Peliz, Alvaro, Jesus Dubert, Patrick Marchesiello, y Ana Teles-Machado. 2007. «Surface circulation in the Gulf of Cadiz: Model and mean flow structure». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112 (11): 1-20. doi:10.1029/2007JC004159.
- Piecuch, Christopher G., Klaus Bittermann, Andrew C. Kemp, Rui M. Ponte, Christopher M. Little, Simon E. Engelhart, y Steven J. Lentz. 2018. «River-discharge effects on United States Atlantic and Gulf coast sea-level changes». *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 115 (30): 7729-7734. doi:10.1073/pnas.1805428115.
- Pinardi, Nadia, Francesca Doglioni, Jenny Pistoia, y Paolo Cipollini. 2017. «Coastal altimetry for the computation of a Mean Dynamic Topography in the Mediterranean Sea». *Alma Mater Studiorum - Università di Bologna*.
- Pisano, A., B. Buongiorno Nardelli, C. Tronconi, y R. Santoleri. 2016. «The new Mediterranean optimally interpolated pathfinder AVHRR SST. Dataset (1982-2012)». *Remote Sensing of Environment* 176. Elsevier Inc.: 107-116. doi:10.1016/j.rse.2016.01.019.
- Prieto, L., G. Navarro, S. Rodríguez-Gálvez, I. E. Huertas, J. M. Naranjo, y J. Ruiz. 2009. «Oceanographic and meteorological forcing of the pelagic ecosystem on the Gulf of Cadiz shelf (SW Iberian Peninsula)». *Continental Shelf Research* 29 (17): 2122-2137. doi:10.1016/j.csr.2009.08.007.
- Pritchard, D. W. 1989. *Estuarine Classification — A Help or a Hindrance*. In *Estuarine circulation*. Humana Pre.
- R.K., Raney. 1986. «Doppler properties of radars in circular orbits». *International Journal of Remote Sensing* 7 (9): 1153-1162. doi:https://doi.org/10.1080/01431168608948916.
- R.K., Raney. 1998. «The delay Doppler radar altimeter». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (5): 1578-1588.
- Ray, Chris, Cristina Martin-Puig, Maria Paola Clarizia, Giulio Ruffini, Salvatore Dinardo, Christine Gommenginger, y Jerome Benveniste. 2015. «SAR altimeter backscattered waveform model». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53 (2): 911-919. doi:10.1109/TGRS.2014.2330423.

- Relvas, Paulo, y Eric D. Barton. 2002. «Mesoscale patterns in the Cape São Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region». *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 107 (10): 28-1. doi:10.1029/2000jc000456.
- Rosmorduc, V, Collecte Localisation Satellites, Collecte Localisation Satellites, Olivier Lauret, y Collecte Localisation Satellites. 2006. «Radar Altimetry Tutorial», n.º April 2016.
- Sánchez, J. L. 1988. «Estudio climatológico de la Bahía de Cádiz. Instituto Hidrográfico de la Marina. CA, 795, 88.»
- Shaltout, Mohamed, y Anders Omstedt. 2014. «Recent sea surface temperature trends and future scenarios for the Mediterranean Sea». *Oceanologia* 56 (3). Elsevier Masson SAS: 411-443. doi:10.5697/oc.56-3.411.
- Sierra, J. P., A. Sánchez-Arcilla, P. A. Figueras, J. González del Río, E. K. Rasmussen, y C. Möso. 2004. «Effects of discharge reductions on salt wedge dynamics of the Ebro River». *River Research and Applications* 20 (1): 61-77. doi:10.1002/rra.721.
- Stevenson, Robert E. 1977. «Huelva Front and Malaga, Spain, eddy chain as defined by satellite and oceanographic data». *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 30 (2): 51-53. doi:10.1007/BF02226082.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., Benveniste, J. 2011. *Radar Altimetry: Past, Present and Future*. doi:10.1007/978-3-642-12796-0.
- Woolf, David K., Andrew G. P. Shaw, y Michael N. Tsimplis. 2003. «The influence of the North Atlantic Oscillation on sea-level variability in the North Atlantic region». *Journal of Atmospheric and Ocean Science* 9 (4): 145-167.

7. ANEXOS

Anexo 1: Script de MATLAB desarrollado para el cálculo de la topografía dinámica absoluta a partir de datos altimétricos de CryoSat-2 del nivel 2 de procesamiento; así como la eliminación de valores anómalos o “outliers” y la aplicación del filtro LOESS.

```
%Nombrar y abrir fichero netCDF:

CryoSat_Data='fichero.nc'
ncdisp(CryoSat_Data)

%Seleccionar/leer las variables:

Dist2coast=ncread(CryoSat_Data,'GSHHG_Dist2coast_20Hz');
Latitude=ncread(CryoSat_Data,'latitude_20Hz');
Longitude=ncread(CryoSat_Data,'longitude_20Hz');
Orbit=ncread(CryoSat_Data,'altitude_20Hz');
Range=ncread(CryoSat_Data,'Range_Unc_20Hz');
OET_Corr=ncread(CryoSat_Data,'OET_Corr_20Hz');
OLT_Corr=ncread(CryoSat_Data,'OLT_Corr_20Hz');
OLPT_Corr=ncread(CryoSat_Data,'OLPT_Corr_20Hz');
Geoid=ncread(CryoSat_Data,'EIGEN6C4_20Hz');
SWH=ncread(CryoSat_Data,'SWH_20Hz');

%Interpolación de correcciones en función de la Latitud: 1Hz -> 20Hz

Latitude_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'latitude_1Hz');
Dry_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'Dry_Corr_1Hz');
Dry_Corr=interp1(Latitude_1Hz,Dry_Corr_1Hz,Latitude);
Wet_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'Wet_Corr_1Hz');
Wet_Corr=interp1(Latitude_1Hz,Wet_Corr_1Hz,Latitude);
GIM_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'GIM_Corr_1Hz');
GIM_Corr=interp1(Latitude_1Hz,GIM_Corr_1Hz,Latitude);
DAC_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'DAC_Corr_1Hz');
DAC_Corr=interp1(Latitude_1Hz,DAC_Corr_1Hz,Latitude);
GPT_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'GPT_Corr_1Hz');
GPT_Corr=interp1(Latitude_1Hz,GPT_Corr_1Hz,Latitude);
SET_Corr_1Hz=ncread(CryoSat_Data,'SET_Corr_1Hz');
SET_Corr=interp1(Latitude_1Hz,SET_Corr_1Hz,Latitude);

%Se obtiene la variable ADT a 20 Hz (en metros):

Cryo_ADT=Orbit-Range-[Dry_Corr+Wet_Corr+GIM_Corr+DAC_Corr+GPT_Corr
+OET_Corr+OLT_Corr+OLPT_Corr+SET_Corr]-Geoid-(-0.05*SWH);
```

```

%%ELIMINAR OUTLIERS ADT Y FILTRO LOESS
%Eliminar valores superiores a 0.5 m

ADT_edit1 = Cryo_ADT;

    for n = 1:length(ADT_edit1);

        if abs(ADT_edit1(n)) > 0.5
            ADT_edit1(n) = NaN;
        end
    end

%Eliminar valores de ADT superiores a 3 veces la desviación estándar
%bucle 10 repeticiones

ADT_edit2 = ADT_edit1;

    for i=1:10;
        n = 1:length(ADT_edit1)-1;
        if abs(ADT_edit2(n)) > 3*nanstd(ADT_edit2);

            ADT_edit2(n) = NaN;
            ADT_edit2 = interp1gap(ADT_edit2)';
        end
    end

%Aplicación filtro LOESS

Esp = 10; %Espaciado en km para la ventana del filtro
 $\alpha$  = 0.3; %Parámetro de suavizado. Número entre  $(K+1)/n$  y 1
        donde:  $K$ = grado del polinomio; en este caso = 2.
w = Esp/ $\alpha$  ; %Span ó Número de elementos para el filtro

    ADT_filtrada = smooth(ADT_edit2,w,'loess')*100;
                                %ADT en cm (x100)

```

Anexo 2: Script de MATLAB desarrollado para la representación de los mapas de SST.

```

%Cargar ficheros de SST

Datos_SST='fichero.nc';
ncdisp(Datos_SST)

%Leer variables

Lat=ncread(Datos_SST,'lat');
Lon=ncread(Datos_SST,'lon');
SST=ncread(Datos_SST,'analysed_sst');
SST=SST-273.15; %Pasar a °C
SST=SST';      %Invertir la matriz para obtener LatitudxLongitud

```



```

%Representar lon,lat,sst; incluyendo mapa y costa

marco=[Lat_inf Lat_sup Lon_inf Lon_sup];
load coast;
m_proj('mercator','long',[marco(3) marco(4)],'lat',[marco(1)
marco(2)],1);
axesm('MapProjection','mercator','MapLatLimit',[marco(1)
marco(2)],'MapLonLimit',[marco(3) marco(4)]);
framem
m_coast('patch',[0.7 0.7 0.7],'edgecolor','none');
hold on;
m_gshhs_h('patch',[.5 .5 .5]);
m_grid('box','fancy','tickdir','in','xtick',5,'ytick',5);
xlabel('Longitude','FontSize',14)
xlabh = get(gca,'XLabel');
xlabh.Position=xlabh.Position-[0 0.0008 0];
ylabel('Latitude','FontSize',14);
ylabh = get(gca,'YLabel');
ylabh.Position=ylabh.Position-[0.0008 0 0];

plot_SST=m_pcolor(Lon,Lat,SST);hold on,
plot_SST.EdgeAlpha=0;hold on,

```